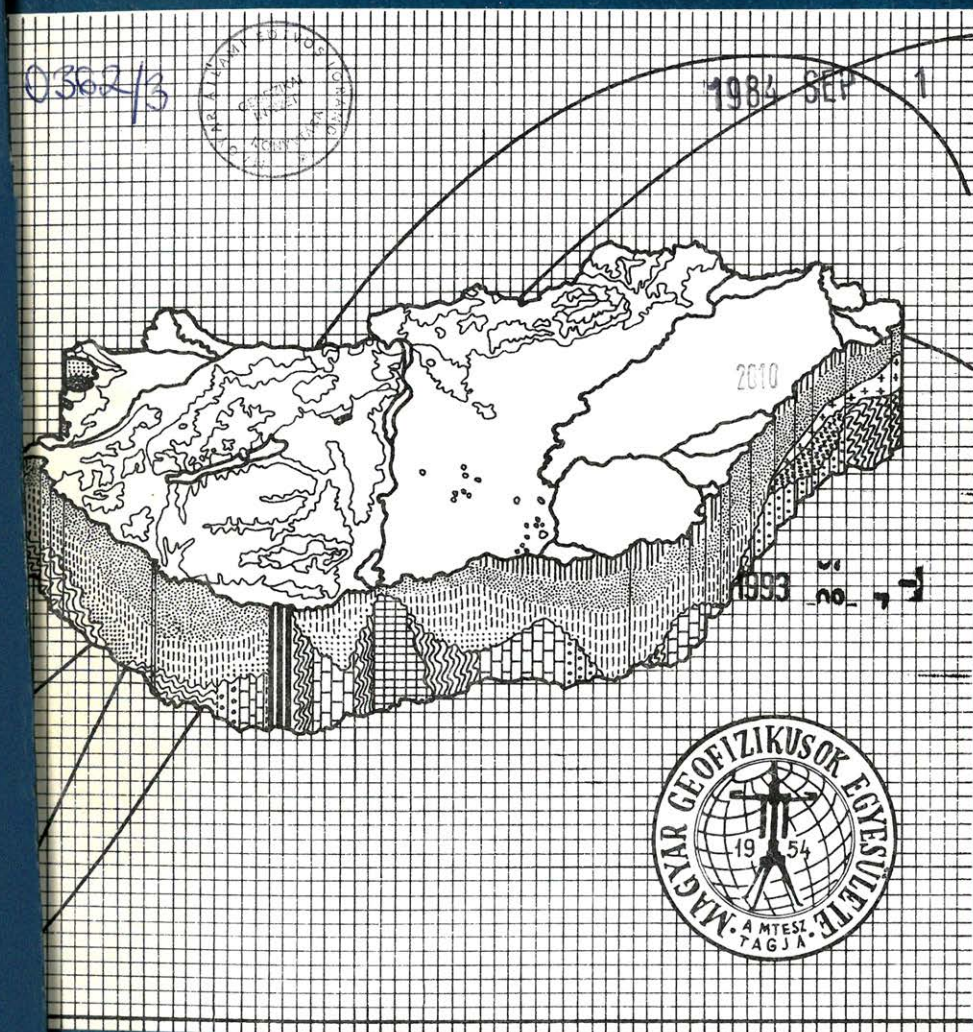


MAGYAR

GEOFIZIKA

2-3



MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓÍRATA
BUDAPEST, 1984. XXV. ÉVFOLYAM, 2-3. SZÁM

TARTALOMJEGYZÉK

Harmincéves a Magyar Geofizikusok Egyesülete	41
Mártonné Szalay Emő: A Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnessége	48
Márton Péter: Pelagikus eredetű mészkövek paleomágneses vizsgálatának jellegzetességei egy umbriai példa nyomán	62
Vigh Dénes: Love-típusú telephullámok a Kelvin — Voigt modell alapján	71
Draskovits Pál — Hobot József: A gerjesztett polarizációs módszer alkalmazása negyedkori homokos-agyagos víztároló összletek kutatásában	81
Kis Károly: Totális földmágneses anomáliák vertikális földmágneses anomáliává transzfor- málása	91
Szulyovszky Imre: Pszeudo akusztikus impedancia szelvény analízis karotázs adatok fel- használásával	97
Márle Róbert: Automatikus sebesség analízis	106
Egyesületi hírek	70, 115, 116, 119
Könyvismertetés	110

MAGYAR GEOFIZIKA

A szerkesztésért felelős: Zelei András

A szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. Telefon: 429-754

Kiadja a Lapkiadó Vállalat. 1073 Budapest, Lenin körút 9—11. Telefon: 429-350. Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 23

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató

84.427. Állami Nyomda, Budapest. Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

Terjeszti a MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

Egyesületi tagoknak tagdíj ellenében

Megjelenik évente hatszor

Harminc éves a magyar Geofizikusok Egyesülete



Jubileumi évzáró közgyűlést tartott Egyesületünk ez év március 16-án a Flamenco Hotel különtermében. Az elnökségben meghívott vendékként helyet foglalt dr. Dank Viktor, a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke és dr. Tóth János, a MTESZ főtitkára, az MGE részéről Bese Vilmos örökös tiszteletbeli elnök, dr. Deres János főtitkár és Molnár Károly elnök.

Molnár Károly megnyitójában köszöntötte vendégeinket és a megjelenteket, majd rövid visszatekintés keretében szólt a nyersanyag- és energiakutatás terén 83-ban elért eredményekről.

Helyzetünkkel és a METESZ szerepével foglalkozva kiemelte Kádár János MTESZ-nél látogatását, akinek elismerő szavai és az Elnöki Tanács határozata a MTESZ társadalmi szervezetté nyilvánításáról komoly bizonyítékát adják annak, hogy nem frázis a műszaki értelmiség fontos szerepének elismeréséről beszélni, a fejlődés jelenlegi intenzív szakaszában. Sokat tehet és tesz a MTESZ a megbecsülés és a *társadalmi klíma* javítása érdekében.

A megnyitó után Deres János főtitkár emlékezett az elmúlt 30 évre, majd beszámolt az 1983-ban végzett munkáról és ismertette az ez évi munkatervet. Minthogy a beszámolót és a munkatervet minden egyesületi tag megkapja, beszédének csak első részét közöljük:

Elnökségünk határozata alapján a mai közgyűlés nyújt keretet ahhoz, hogy megemlékezzünk a Magyar Geofizikusok Egyesületének 30 évvel ezelőtti megalapításáról, hogy üdvözljük alapító tagjainkat és köszönetet mondjunk nekik azért, hogy több mint egy negyed évszázada hűségesen kitartottak Egyesületünk mellett, szakmai és szervező tevékenységükkel elősegítették közös céljaink megvalósítását és jelentősen hozzájárultak tudományágunk fellendítéséhez.

A magyar geofizikusok azon elhatározása, hogy önálló egyesületet alapítanak, a társtudományokkal szoros együttműködési kapcsolatban ugyan, de a maguk kezébe veszik ügyeik irányítását, nem volt szubjektív döntés. Egy fiatal, rendkívül fejlődőképes tudományág tettekre kész, aktív művelői ismerték és mérték fel helyesen a népgazdaság igényeit, s kerestek utat ezen igények minél gyorsabb, és minél teljesebb kielégítéséhez.

Ennek igazolására idézzük fel néhány szóval ezen évek geofizikai eseményeit. Az ugrásszerű fejlődés mind az elméleti, földfizikai, mind a gyakorlati, a nyersanyagkutatáshoz kapcsolódó geofizikai munkák során megindult és szervezeti, módszertani és műszeres változtatásokat hozott magával. 1949–50 között megmérték Magyarország földmágneses alaphálózatát, 1951–55 között pedig a gravitációs alaphálózatát. 1950–51-ben megindult a geofizikus és a geofizikus mérnökök képzés két egyetemen, 1951-ben alapították a Geofizikai Mérőműszerek Gyárát. Az MTA Geofizikai és Geodéziai Munkaközösségét 1947-ben szervezték meg. 1952-ben indították meg a Geofizikai Intézet hivatalos szakfolyóiratát, a Geofizikai Közleményeket.

Az iparban, elsősorban az olajkutatásban egyre nagyobb jelentőségre tett szert a szeizmika és a mélyfúrású geofizika. Megalakult a kőolajipar Szeizmikus Kutatási Üzeme. Vizsgálták a geofizika alkalmazási lehetőségeit a bauxitkutatásban. Kiemel-



kedő magyar eredmények születtek a tellurikus kutatási módszerek és műszerek fejlesztésében. 1950-ben végezték hazánkban az első elektromos szelvényezést szénkutatófórásban és 1953-ban vízkutatásban. Megindult a tihanyi, majd a nagyecenki obszervatóriumok építése. A magyar geofizikusok bekapcsolódtak a nemzetközi geofizikai szervezetek munkájába is.

Ilyen volt tehát az a tudományos és ipari környezet, amely igényeket támasztott, de megelégedéssel is fogadta az előttünk járó geofizikus nemzedék nemes aktivitását. Végig gondolva az elmondottakat és az e helyen felsorolásként sem említhető más, kisebb-nagyobb eseményét a geofizikai működéskörnek, nem csodálkozunk rajta, sőt törvényszerűnek tartjuk, hogy a több ágból megindult fejlődés nyomán szükségletté vált az egységes földtani-geofizikai szemlélet kialakítása, s ez szinte megkövetelte egy olyan társadalmi szervezet létrehozását, ahol a geofizikusok előadásokon, vitákon, konferenciákon keresztül személyes szakmai kapcsolatokat tarthatnak egymással, amely összefogja és megfelelő helyre továbbítja a szakmai közvélemény javaslatait, bírálatát. Így alakult meg 1954. április 27-én a Magyar Geofizikusok Egyesülete. Az alakuló közgyűlésen Bese Vilmost – jelenlegi tiszteletbeli elnökünket – elnöknek, Dr. Tárczy – Hornoch Antalt társelnöknek választották meg. Az alapító tagok száma 291 volt.

A magyar geofizikusok kezdettől fogva szerették és magukénak tekintették új egyesületeket. Előadói és szervezői tevékenységgel igyekeztek jelentőségét növelni, szükségességét, eredményességét igazolni. Már ekkor jellemző volt a segítőkész, szakmai és baráti kapcsolat a Magyar Tudományos Akadémiával, a geofizikai tanszékekkel, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézettel, a nyersanyagkutatás geofizikai szervezeteivel és a társegyesületekkel.

1955-ben a Magyar Geofizikusok Egyesülete megszervezte első szimpóziumát, amely ma már hét szocialista ország évente ismétlődő geofizikai konferenciájává vált. Az 1963-ig évente egyre több külföldi résztvevővel megrendezett előadássorozat kezdetben főleg regionális témákhoz, elsősorban a Kárpát-medence sajtósági problémáihoz kapcsolódott. Az 50-es évek végén, a 60-as évek elején azonban már fokozatosan előtérbe kerültek a műszer- és módszertani fejlesztési eredmények. A viszonylag nagyszámú előadás (40–50) és külföldi résztvevők egyre nagyobb feladatok elé állították a szervezőket. Ezért az Aggteleki-barlangban tartott emlékezetes koncerttel zárult X. szimpózium után csak egy év kihagyással rendeztük meg a XI. szimpóziumot, majd elfogadva az NDK Földtudományok Társasága ajánlatát, a XII. szimpóziumot a két ország geofizikusai már közösen rendezték meg Lipcsében. Ezután a rendezvény színhelye évről évre más országban volt. 1970-ben Poprádon már csehszlovák kollégáinkkal közösen vállaltuk a rendezést, s ezt így folytathatnám tovább a lengyel, a bolgár, majd a szorjéti és 1983-ban a kubai geofizikai szervezetek csatlakozásával.

Alapítása után 6 évvel, 1960-ban indította meg egyesületünk saját szaklapját a Magyar Geofizikát. E folyóirat I. évfolyama 2 számból, II–VII. évfolyama 4 számból állt, 1967-től pedig kéthavonta jelenik meg. Lapunk általában eredeti kutatási eredményeket közöl magyar nyelven, melyek előzetesen előadáson már ismertetésre kerültek.

A szakterület publikálási lehetősége kielégítő. Szakdolgozatainkat a Geofizikai Intézet és a MTA idegennyelvű folyóiratain kívül több rokontudományi periódika is közli. Jelentős előrelépés volt e téren a szimpózium külön gyűjteményes kötetének kiadása, melyet a Budapesten és Szentendrén ülésező XX. szimpózium alkalmával kezdeményeztünk.

Az egyesület taglétszáma az első években – a geofizikai szakterületen dolgozók gyarapodását követve – egyenletesen nőtt. 10 év múlva 400, 20 év elteltével 750 ta-

got számlált. Fejlődött a szervezettség, mégpedig két irányban. Egyrészt egymás után alakultak meg helyi csoportjaink az ország egy-egy területének, földtani-geofizikai egységének megfelelően, majd a fokozatosan elváló részterületek — az általános, a felszíni és a mélyfúrás geofizika — hozták létre szakosztályaikat. E tagozódás egyik legutóbbi jele a Bányageofizikai Bizottság létrejötte.

A rendszeres előadások, félnapos és egésznapos rendezvények, a külföldön rendezett szimpóziumok évében, tavasszal Magyarországon rendezett Vándorgyűlések, s nem utolsó sorban tanfolyamaink témaválasztása hű képet ad az általános geofizika és nyersanyagkutatás aktuális problémáiról, fejlesztési eredményeiről és feladatairól. Folyóiratunkban lapozva, nem lehet meghatódás nélkül olvasni ma már őszülő vagy eselleg korán elhunyt tagjaink zsenjeit, nagy reményű kísérleteit, szárnypróbálgatásait. Sok fiatal kutatónkat indította el tudományos pályáján az első előadókat invitáló Ifjúsági Ankét, amelyet e céltűzéssel először 1968-ban mint Tavaszi Ankétot hirdettünk meg.

Egyesületünk aktivitása elsősorban a magyar geofizikusok javát szolgálja, de talán éppen ezért sokat tett a nemzetközi együttműködés fejlesztése érdekében. A már említett közös szimpóziumokon túlmenően is jó kétoldali kapcsolatokat építettünk ki a Szovjetunióval, Bulgáriával, Jugoszláviával és a többi szocialista ország geofizikusával.

Évente rendszeresen hívunk meg neves előadókat más országokból is, s a magyar geofizikai fejlődésének elősegítésében érdemeket szerzett szakemberek közül többen tiszteletbeli tagjaink. A világ geofizikai életébe való bekapcsolódást szolgálta az European Geophysical Society 1980-ban, Budapesten megrendezett konferenciája és az European Association of Exploration Geophysicists 1985-ben, szintén Budapesten tartandó konferenciája is egyesületünk ilyen irányú törekvéseit fejezi ki.

A nyersanyagkutatás, a bányászat szerepe az általános gazdasági fejlődés keretében az utóbbi években újból nagyobb figyelmet kapott. Az igények növekedésével mind nagyobb mennyiségű ásványi nyersanyag kitermelésre van szükség, ami esetenként csak kedvezőtlenebb természeti feltételekkel áll rendelkezésre. Az ezzel járó terhek csökkentése érdekében a geofizikai kutatások tervezésével, fejlesztésével és végrehajtásával kapcsolatos állami és vállalati feladatokban egyesületünk tevékeny részt vállal. Elnökségünk rendszeresen vizsgálja egy-egy szakterület fejlődését, gondjait és a segítségnyújtás lehetőségeit. Az ipari vezetés egyre növekvő mértékben támaszkodik a szakmai közvéleményre.

Beszédének második részében a főtitkár az 1983. évi tevékenység értékelésével foglalkozott és a 84. évi terveket ismertette.

Ezt követően Bese Vilmos örökös tiszteletbeli elnök — aki maga is alapító tag — emléklapot nyújtott át azoknak akik 30 éve megszakítás nélküli tagjai Egyesületünknek: Ismételten köszöntve őket, közöljük a teljes névsort:

Dr. Aczél Etelka
Dr. Ádám Antal
Ádám József
Dr. Ádám Oszkár
Dr. Barta György
Bádonyi Géza
Dr. Bencze Pál
Bese Vilmos
Dr. Csiky Gábor
Dr. Csókás János
Dankházi Gyula
Dankházi László

Detre László
Divéky Adorján
Dombai Tibor
Dr. Egerszegi Pál
Erkel András
Dr. Facsinay László
Földi Gyula
Gadó Károly
Gellert Ferenc
Hobot József
Hoffer Egon
Honfi Ferenc

Horváth Árpád
Karas Gyula
Karas Gyuláné
Kardos István
Kárpáti Elemér
Dr. Kiss Zoltán
Kovács Béla
Dr. Körössi László
Kremszner Miklós
Kuráli Ferencné
Lakatos Sándor
Lambert Ferenc

Liszt Ferenc
 Markó László
 Dr. Márton Péter
 Miklós Gergely
 Mituch Erzsébet
 Molnár Károly (ELGI)
 Molnár Károly (GKV)
 Mozsolits Tibor
 Nagy Magdolna
 Nyitrai Tibor
 Dr. Oszlaczky Szilárd
 Ottlik Péter
 Pintér Anna
 Pollhammer Manóné
 Dr. Posgay Károly

Rákóczy István
 Reményi György
 Rimpler János
 Dr. Stegena Lajos
 Suba Sándor
 Szabó Margit
 Szabó Zoltán
 Szabóné Dr. Kilényi Éva
 Szalay Mihály
 Dr. Szabadváry László
 Szarka Rudolf
 Dr. Szemerédy Pál
 Szilárd József
 Dr. Takács Ernő
 Dr. Tárczy – Hornoch Antal

Dr. Tolmár Gyula
 Sajti László
 Dr. Sebestyén Károly
 Sédý Loránd
 Tóth János
 Trenka Sándorné
 Trócsányi Gábor
 Újfalusy Antal
 Vados István
 Vándor Béla
 Várfalvi Lajos
 Wallner Ákos
 Zimányi István
 Dr. Zilahi – Sebest László
 Zsille Antal
 Zsitvay Szilárd

A MTESZ nevében Tóth János főtítkárr üdvözölte a jelenlevő alapító tagokat és a közgyűlés többi résztvevőjét. Gratulált az eredményekhez és megköszönte a MTESZ-ben kifejtett tevékenységet. Részletesebben szólt a MTESZ feladatairól és jelenlegi célkitűzéseiről, különös tekintettel a jelen nehéz gazdasági helyzetre. Feladatunk – mondta – feltárni a szellemi tartalékokat, a műszaki fejlődés meggyorsítása érdekében, mert ez elengedhetetlen feltétele versenyképességünknek. A recesszióban különösen élessé vált versenyt sok területen fejlett tőkés országokkal kell állnunk. A MTESZ súlyának és elismert fontosságának növekedését jelzi, hogy szervezetei egyre inkább részt vesznek jelentős döntések műszaki előkészítésében, véleményezésében. Az Elnöki Tanács határozata növeli a MTESZ súlyát és szuverenitását.

Saját magunk határozzuk meg működési szabályzatunkat és a MTESZ-ben végzett munka egyenrangúvá válik bármely más területen végzett társadalmi munkával. Befejezésként elismeréssel szólt az Egyesület munkájáról.

A MTESZ főtítkárának felszólalása után Újfalusy Antal, az Ellenőrző Bizottság elnöke tartotta meg beszámolóját, melyet rövidítve közlünk:

Tisztelt Közgyűlés!

Az ünnepléshez kívánunk hozzájárulni mi is azzal, hogy a jelenlegi számok és tények tükrében tekintünk vissza Egyesületünk működésére, tulajdonképpen fiatalságunkra.

Valójában sokan együtt nőttünk fel az Egyesülettel és különösen örülünk annak, hogy részesei lehettünk annak a fellendülésnek, ami a magyar geofizikai kutatásban jelenleg is folytatódik. Ebben a Magyar Geofizikusok Egyesületének nem kis szerepe van. Alapító taglétszáma 1954-ben 291 fő, 1964-ben 373 fő volt, ma 753-an vagyunk.

Az MGE volt a szocialista országokon belül a Nemzetközi Szimpóziumok kezdeményezője, ahová ma a baráti országok is mind felzárkóztak és ezeken a szimpóziumokon egyre több nyugati szakember, műszerkiállító vesz részt és tart előadást.

Az 1983. évi nagyrendezvényünk, a jól sikerült 28. Nemzetközi Szimpózium, melynek állandó résztvevője 230 magyar és 223 külföldi volt. Ezenfelül 87-en kapcsolódtak be még egyes napokon a szimpóziumi előadások meghallgatásába, vitájába.

A nagyrendezvényünk kiadása 2 269 585 Ft, bevétele 2 732 978 Ft volt, tehát magának a MTESZ-nek is szerény nyereséget jelentett a közel 470 000 Ft-os különbözeti befizetés. Az sem kis jelentőségű, hogy a 28. szimpózium devizabevétele több mint 22 000 \$ volt.

Sokáig voltunk államilag támogatott egyesület, az utóbbi öt évben azonban ezt nem vettük igénybe, sikeresen gazdálkodtunk. Jelenleg a MTESZ által még nem zárt mérleg:

3 007 418 Ft bevétel
2 142 510 Ft kiadás,

ami természetesen még csak nyers adatokat jelent. Összehasonlításként az 1963. évi költségvetésünk 122 830 Ft volt, állami támogatással együtt.

Meg kell állapítanunk azt is, hogy az utóbbi években sokat javult az Egyesület helyzete a MTESZ vezetőségének hatékony támogatásával. Az utóbbi időben több tájékoztatást kapnak a társadalmi aktivisták is.

Mi az ellenőrző bizottságok szemszögéből nézzük ezt a kérdést. Dr. Tóth János MTESZ főtitkár tájékoztatójában – amit a MTESZ ellenőrzési bizottságok elnökei számára tartott értekezletén hallottam – olyan célkitűzések hangzottak el, amelyeket ma megvalósulni látunk.

Ezek konkrétan:

- az egyesületek megfelelő erkölcsi és anyagi támogatása
- az ellenőrző bizottságok hatékony működésének elősegítése
- a műszaki értelmiség erkölcsi, anyagi helyzetének javítása
- a MTESZ tagegyesületei szakmai útmutató szerepének, tekintélyének növe-
lése, aminek érvényesülnie kell, nemcsak az egyesület és az intézmények, ha-
nem az egyesület és a kormányzatok közötti kapcsolatban is.

Ugyancsak nagy jelentőséggel bír az a tény, hogy a nagytekintélyű EAEG, a nyugateurópai geofizikusok is Magyarországon tartják 1985. évi rendezvényüket, amelynek forgalma 16 millió Ft körül lesz, jelentős devizabevétellel. A kiadások már 1984-ben jelentkeznek, így lehet, hogy 1984-ben ismét szükségünk lesz anyagi támogatásra. 2 millió Ft-os nyereséget tervezünk viszont a befolyt bevételből a MTESZ-nek visszajuttatni.

Tisztelt Közgyűlés!

A 30 év után úgy érezzük, hogy a mi bizottságunk is jobban felnőtt a feladatokhoz, az egykori 1954-ben induló Pénzügyi Bizottság Ellenőrzési Bizottsággá alakult. Ez pedig nem formai változást jelentett, hanem nagyobb lehetőséget az egyesületi munkában történő hatékonyabb részvételre, amelynek a jövőben is szeretnénk megfelelni.

A beszámoló után Molnár Károly elnök kihirdette a Tudományos Bizottság döntését a hazai geofizikai szaklapokban 1983-ban közölt, legjobbnak ítélt dolgozatokról.

Az új tudományos eredményt tartalmazó dolgozatok kategóriájában dr. Korvin Gábor, a gyakorlati kutatások eredményeit közlő dolgozatok között a Nemesi László, Hobot József és Varga Géza szerzőhármas kapta a legjobb dolgozatért járó jutalmat.

(Részletes indoklás a jelen számban található. A szerk.)

Jutalmat kaptak az 1983-ban legtöbb munkát végző, alábbi tagtársak:

Ádám A., Baráth I., Bencze P., Bese V., Bodoky T., Bodri B., Csókás J., Dominiák M., Farkas I., Fabiáncsics L., Gerzson I., Héjja G., Hursán L., Jánvári J.-né,

Kremszner M., Lakatos S., Márfoldi G., Miklós G., Nagy Z., Marton I., Posgay K., Jesch A., Komlósi Zs.; Kovács F.-né, Kovács F.-né Kovács J.-né, Rádler B., Ráner G., Solymosi B.-né, Stegena L., Suba S., Szabó Z., Szeidovitz Gy.-né, Szemerédy P.-né, Tarcsay Gy., Újfalussy A., Véges I., Zelei A.

Az elnöki zárzó után a Flamenco Hotel éttermében megrendezett jóhangulatú, baráti vacsorával zárult az ez évi, jubileumi közgyűlés.

Az MGE Tudományos Bizottsága döntésének indoklása a közgyűlésen kihirdetett 1983. évi legjobb dolgozat címről és díjról.

Az új tudományos eredményt tartalmazó cikkek kategóriájában a legjobb dolgozat:

Dr. Korvin Gábor: General theorem on mean wave attenuation, Geofizikai Közlemények 1983. 3. sz. 191 – 202.

A szerző egy általános aszimptotikus formulát vezet le az átlagtér csökkenési tényezőjére; a diszperziós reláció egy pontosabb aszimptotikus közelítését adva kimutatja, hogy bizonyos feltételek teljesülése esetén a szórás nem növekszik minden határon túl a frekvencia növekedésével. Aki (1981) empirikus, transzverzális hullámokra vonatkozó elnyelési adatait két komponensű szórási modellel magyarázza. A dolgozat eredményei igen figyelemreméltóak.

A gyakorlati kutatások eredményeit közlő cikkek kategóriájában a legjobb: **Nemesi László, Hobot József, Varga Géza: A tellurikus és magnetotellurikus mérések szerepe a Dunántúl földtani megismerésében, Magyar Geofizika, XXIII. évf. 5 – 6. sz. 205 – 218.**

A cikk több évtizedes kutatási tevékenység igen jó összefoglalása, kritikai elemzése, mely a jövő feladatait és a várható eredményeit is felvázolja. Kiemelkedő, hogy gravitációs és szeizmikus eredményekkel érdemben is összehasonlítja a tellurikus és magnetotellurikus kutatások eredményeit, a szó valódi értelmében komplex geofizikai-földtani értelmezést adva, melyre a hazai szakirodalomban alig van példa.

A Velencei-hegység magmás kőzeteinek paleomágnessége

M Á R T O N N É S Z A L A Y E M Ő

Nyolc andezit, tizenhat gránit, egy diabáz és négy metamorf feltárásból származó mintákat tanulmányoztunk. A remanens mágnesszezttség tisztítására váltóterű és termolegmágnesszezt is használtunk.

A nyolc andezitfeltárást mintáinak feltárásonkénti középirányából számolt paleomágnesses középirány:

$$\bar{D} = 153^\circ, \quad \bar{I} = -45^\circ, \quad \alpha_{95} = 10,6^\circ.$$

Hét gránit és az egyetlen diabáz feltárást kőzetei teljesen átmágnessződtek az andezitvulkánosság idején. Ezekből a középirány:

$$\bar{D} = 144^\circ, \quad \bar{I} = -44^\circ, \quad \alpha_{95} = 11,1^\circ.$$

A felső eocén paleomágnesses pólus: $\Phi = 59^\circ$, $\Lambda = 258^\circ$, meghatározására egyaránt felhasználtuk az andezitek és az átmágnesszett idősebb kőzetek mintavételi helyekre meghatározott középirányait.

A metamorf kőzetek és néhány gránit csoport mágnesszezttségének nincs határozott iránya; vagy azért, mert a minták tisztításkor instabilak voltak, vagy mert a szórás nagy volt egy csoporton belül.

Öt gránitfeltárásból származó mintának van olyan jellemző mágnesszezttsége, amely különbözik a mai tér irányától és az andeziteken meghatározott irányoktól is. Ezek közepes deklinációja $\bar{D} = 144^\circ$, inklinációja: $\bar{I} = +30^\circ$, $\alpha_{95} = 11,1^\circ$; a felső karbon pólus koordinátái pedig:

$$\Phi = 18^\circ, \quad \Lambda = 235^\circ.$$

A Velencei-hegység felső eocén és felső karbon pólusa is rokonságot mutat a Dunántúli-középhegység mezozoós pólusaival, mivel a Velencei-hegység pólusai is értelmezhetők rotált afrikai pólusként.

A Velencei-hegység felső eocén pólusa különbözik a mai mágnesses pólustól, a stabil európai és afrikai felső eocén pólusoktól. Ebből következik, hogy a Dunántúli-középhegység és természetesen az egész tektonikai egység, amelynek része a Dunántúli-középhegység, jelentős lemeztektónikai mozgásokat végzett a felső eocén óta a mai helyzetéhez képest és mind stabil Európához mind Afrikához viszonyítva.

Изучались восемь обнажений андезита, шестнадцать гранита, одно диабаза и четыре метаморфических обнажения. Для очистки остаточной намагниченности применялось терморазмагничивание и размагничивание переменным полем.

Среднее направление палеомагнетизма, вычисленное по средним направлениям образцов восьми андезитовых обнажений:

$$\bar{D} = 153^\circ, \quad \bar{I} = -45^\circ, \quad \alpha_{95} = 10,6^\circ$$

Породы семи обнажений гранитов и одна диабаза полностью перемагнитились во время андезитового вулканизма. Определенное по ним среднее направление:

$$\bar{D} = 144^\circ, \quad \bar{I} = -44^\circ, \quad \alpha_{95} = 11,1^\circ.$$

Палеомагнитный полюс верхнего эоцена: $\Phi = 59^\circ$, $\Lambda = 258^\circ$, для его определения использовались средние направления как андезитов так и образцов более древних перемагнитенных пород.

Определенное направление намагниченности метаморфических пород и нескольких групп гранитов отсутствует или потому, что образцы были неустойчивы во время очистки, или потому, что был большим разброс в пределах одной группы.

У образцов пяти обнажений гранита характерная намагниченность такая, что отличается от направления современного поля и от направления, определенного на андезитах. Среднее склонение их $\bar{D} = 144^\circ$, среднее наклонение $\bar{I} = +30^\circ$, $\alpha_{95} = 11,1^\circ$, а координаты полюса верхнего карбона:

$$\Phi = 18^\circ, \quad \Lambda = 235^\circ.$$

Полюсы верхнего эоцена и верхнего карбона гор Веленце показывают родство с мезозойскими полюсами Задунайского среднегорья, так как и полюсы гор Веленце интерпретируемы как повернувшийся африканский полюс.

Полюс верхнего эоцена и верхнего карбона гор Веленце отличается от современного магнитного полюса и от стабильных полюсов верхнего эоцена Европы и Африки. Из этого следует, что Задунайское среднегорье и естественно вся тектоническая единица, частью которой является Задунайское среднегорье, прошла через значительные плитотектонически движения со времени верхнего эоцена по отношению к её современному положению, а также по отношению как к стабильной Европе так и Африке.

Samples from 8 andesite, 16 granite, 1 diabase and 4 metamorphic schist localities were studied. Both AF and thermal method were used to clean the remanence.

The mean direction of the characteristic remanence of the andesites based on 8 localities is:

$$\bar{D} = 153^\circ, \bar{I} = -45^\circ, \text{ with } \alpha_{95} = 10.6^\circ.$$

Seven of the granite localities and the diabase have been found completely remagnetized during the andesite volcanism and give a mean:

$$\bar{D} = 144^\circ, \bar{I} = -44^\circ, \alpha_{95} = 15.1^\circ.$$

For calculating an upper Eocene palaeomagnetic pole position, the locality means of the andesite and remagnetized older rocks were combined:

$$\Phi = 59^\circ, \Delta = 258^\circ.$$

No meaningful remanence could have been isolated in the metamorphic groups and some of the granites; either because of the unstable behaviour of the remanence on cleaning or the great directional scatter within a locality.

Five granite localities display characteristic magnetizations different from both the present field and the direction of the andesites. These give a mean direction of $D = 144^\circ, I = +30^\circ, \alpha_{95} = 11.1^\circ$ and pole position of $\bar{D} = 18^\circ, \bar{I} = 235^\circ$ for the upper Carboniferous.

Both, the upper Eocene and upper Carboniferous poles from the Velence Mountains show affinity to the Mesozoic palaeomagnetic poles from the Transdanubian Central Mountains, i.e. they can be interpreted as rotated African poles.

The different position of the upper Eocene pole for the Velencei Mountains from the present magnetic pole, the upper Eocene palaeomagnetic pole for stable Europe and Africa respectively suggests that the tectonic unit where the Transdanubian Central Mountains belong was involved in significant plate tectonic movements in post-Eocene times.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység mezozoós kőzeteinek majdnem tíz éve folyó paleomágneses vizsgálata során a Dunántúli-középhegység látszólagos pólusvándorlási görbéjének mind teljesebb képe rajzolódott ki. Ezáltal egyre jobban megismertük lemeztektonikai kapcsolatait és a nagy lemezekhez viszonyított mozgásait a mezozoikumban. A pólusvándorlási görbe helyzetéből azt a következtetést is levontuk, hogy a Dunántúli-középhegység még a mezozoikum után is végzett relatív mozgást Afrikához és stabil Európához képest is. A mozgás részleteit azonban még nem ismerjük (Márton and Márton, 1978, 1981, 1983.; Márton, 1981 és 1982).

A legutóbbi időkig sikertelenek maradtak a paleozoós és paleogén üledékes kőzeteken végzett paleomágneses iránymeghatározások, az előbbi átmágneseződés, az utóbbi a mágnesezettség kis intenzitása miatt.

Paleozoós magmás kőzetekkel először 1977-ben kísérleteztünk. Jantsky Béla terepi útmutatása nyomán mintegy 100 gránit és diabáz mintát gyűjtöttünk. A minták feldolgozása az akkori módszertani megközelítéssel, azaz a magmás kőzetekre általában alkalmazott váltóterű tisztítással szintén eredménytelen volt. A Mecsek hegység granitoidjainak paleomágneses vizsgálata során azonban

világossá vált, hogy a termolemágnesezés mint tisztítási módszer és a mágnesezettség összetevőinek elemzése célhoz vezethet (Márton, 1980). Az 1977-ben gyűjtött velencei alap és telérgránitok újra feldolgozása ezt bizonyította.

Új lendületet adott a Velencei-hegységben a paleomágneses kutatásoknak a KFH Velencei hegység – Balatonfő földtani-ércföldtani előkutatásának programja. Ennek keretében a MÁFI szakembereivel, Horváth Istvánnal és Balláné Dutko Antoniával együtt mintáztuk meg az ismert andezit feltárásokat és azokat a viszonylag ép gránit kibúvásokat, valamint a Gécsi-hegyen a diabázt, amelyet a korábbi gyűjtés elkerült.

A MÁFI szakembereinek segítségét az alkalmas feltárások kiválasztásában és a mintagyűjtésben ezúton is köszönöm.

Rövid földtani ismertetés

A Velencei-hegység a középmagyarországi mobilis övtől ÉNy-ra fekszik. Gránitját a benyomulás előtt regionálisan metamorfizálódott fillit sorozat övezi, amely a balatonfelvidéki fillit öv folytatásának tekinthető. A palaköpennyel együtt szenvedett átalakulást a Gécsi-hegyen felszínen is előforduló diabáz, amellyel rokon kőzetek a Balatonfelvidéken és a székesfehérvári mélyfúrásban is megtalálhatók (Jantsky, 1957).

A gránit kéregbeli megolvadt anyag jól homogenizálódott és differenciált, magas szintre nyomult intruziója (Jantsky, 1957; Buda, 1969, Pantó, 1980).

A fillitsorozat több helyen gyenge érintkezési átalakulás jeleit viseli magán, azonban a kontakt metamorf hatásnál sokkal erősebb oldatok hatására történt átalakulása.

A palaköpeny és a gránit érintkezése mindenütt tektonikus, így a gránit nem tekinthető teljesen autochtonnak. A gránit dél felé lezúgott helyzetben van, mert a palaköpeny Ny-ról, É-ről és K-ről körülveszi a gránitot, de délen csak foszlányokban van meg (Jantsky, 1957).

A gránit korát földtani megfigyelések a felső karbonra rögzítik. Az alsó határt az urhidae sorozat vízei emeletbeli palájának utómagmás folyamatokban történt elkvarcosodása jelzi, a felsőt a turmalinos aplit és pala megjelenése a permi konglomerátumban (Jantsky, 1957).

Az izotópi kor K/Ar meghatározásokból min. 280–290 millió év (Balogh és mások, megjelenőben).

A gránit fő tömegének (alapgránit) benyomulását kis időkülönbséggel teléres gránit, gránitporfir és aplit képződése követte (Jantsky, 1957).

Hosszú szünet után, a legfelső krétában (K/Ar kor 65 millió év: Balogh, szóbeli közlés) zajlott extrém alkáli magmatizmus termékei felszínen csak egy feltárásban ismertek (Pákozdi, Nagy kőfejtő), bár a hegység északi előterében mélyfúrásokból nagy elterjedésükre lehet következtetni (Horváth, szóbeli közlés).

A legfiatalabb magmás fázisban andezitek keletkeztek, amelyekhez jelentős utóvulkáni működés kapcsolódik. Az andezit kora Schröter és Mauritz (1952) szerint felső eocén, mivel az andezit kristálytufa felső eocén üledékes kőzetek közé települ. Az andezit K/Ar kora, amely két mintából készült, ezéért egyelőre csak indikáció, 29 millió év (Balogh, szóbeli közlés). Ez a kor még az utóvulkáni működés koránál is fiatalabb, amelyet Jantsky (1957) az oligocén, latorfi emeletébe helyezett.

Terepen benzinmotoros fúróval magokat fúrtunk, vagy kézi példányokat vettünk, mely utóbbiakból 2 cm élhosszúságú kockákat vágtunk a méréshez. A mintákat mágnesesen tájoltuk. A mintavételi helyeket az 1. ábra mutatja.

Egy-egy mintavételi helyről 4–18 mintát gyűjtöttünk: kevesebbet az andezitekből, többet az idősebb kőzetekből, mivel az utóbbiak mágnesezettsége a tapasztalatok szerint bonyolultabb.

A remanens mágnesezettséget *JR-2* és *JR-4* kőzetgenerátorokkal, a szuszceptibilitást *KLY-1* szuszceptibilitásmérő hídval mértük, mindhárom műszert a *Geofyzika, Brno, Csehszlovákia* gyártja. A természetes remanens mágnesezettséget (*NRM*) Schonstedt (USA) gyártmányú váltóterű lemágnesezővel és hőkezelővel tisztítottuk, általában 6–12 lépésben. A remanens mágnesesség mérése mellett hőkezeléskor minden lépésben újramértük a szuszceptibilitást is, azért, hogy képet kapjunk a melegítés folyamán esetleg végbemenő mágneses ásványtani változásokról.

A mérési eredményeket statisztikusan *Fisher* (1953) módszerével dolgoztuk fel. A feldolgozás hagyományos módszereit kiegészítettük az *NRM* tisztítása folyamán elvesztett remanens mágnesezettség elemzésével (*Hoffman and Day, 1978*).

A statisztikus kiértékelésből kirekesztettük azokat a mintákat, amelyeknek instabil vagy a csoport többi mintájánál fiatalabb (pl. gránitban „andezit irányú” volt a mágnesezettsége. Teljes egészében eredménytelenek azok a mintacsoportok, amelyekben a stabilis minták mágneses irányainak nagy a szórása: ezek a 17., 18., 19., 20., 26., 27., 28., (9. mintavételi helyek (1. ábra).

A paleomágneses eredmények összefoglaló táblázataiban csak a statisztikus kiértékelésre felhasznált minták száma szerepel. A gyűjtött és feldolgozott minták száma ennek csaknem kétszerese.

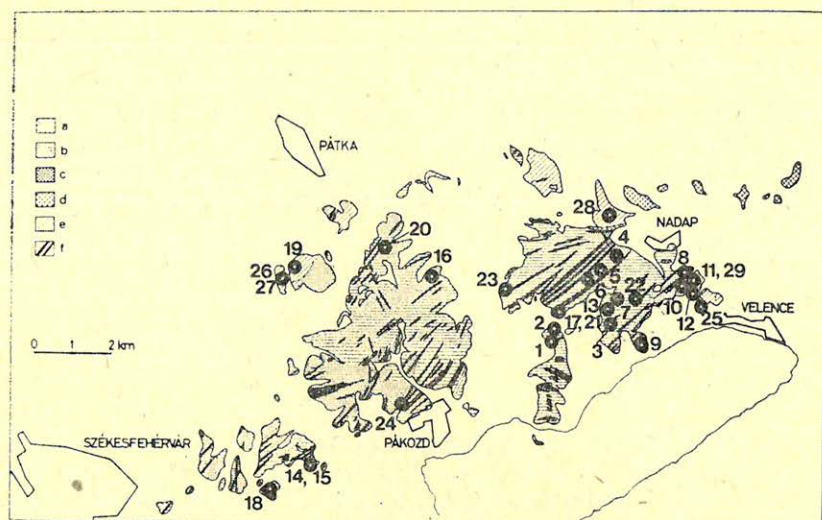
Az andezitek remanens mágnesezettsége

Az andezitek *NRM*-je viszonylag egyszerű. Általában váltóterű lemágnesezéssel tisztítottuk, de Sukoró, Sorompóvölgy (6. mintavételi hely) mintáit váltóterben és hőkezeléssel is lemágneseztük. A két módszer azonos eredményre vezetett (2. ábra).

Az andezitek utólagos, általában a mai irányú térben történt átmágneseződése legtöbbször kisfokú és csak a tisztítás folyamán elpusztult mágnesezettségben ismerhető fel. Van azonban olyan andezittelér is, pl. Sukoró, Pálinkafőző (7. mintavételi hely), ahol tisztítás előtt az *NRM* a mai tér irányába mutat és csak mágneses tisztításra jelenik meg a kőzetre jellemző, régebbi mágnesezettség (3. ábra).

A jellemző mágnesezettség minden mintacsoportban reverz polaritású (4. ábra és 1. táblázat).

Egy-egy andezitcsoport paleomágneses iránya az egykori mágneses tér pillanatnyi helyi irányát rögzíti az andezittestek gyors kihűlése miatt. Az évszázados változásról kevésbé befolyásolt mágneses térirányt a mintacsoportok közepes deklináció-inklináció párjaiból számított középíránnnyal jellemezhetjük $\bar{D} = 153^\circ \bar{I} = -45^\circ \alpha_{95} = 10,6^\circ N = 8$ (mintavételi helyek száma).



Geo 84/1

1. ábra. Paleomágneses mintavételi helyek a Velencei-hegységben. A földtani vázlat Jantsky (1957) geológiai térképe alapján készült

Jelmagyarázat: a. metamorf palák; b. alapgránit; c. andezit; d. hidrotermálisan átalakult andezit; e. átalakult gránit; f. teléres gránit

andezitek: 1. Sukoró, útbevágás É-i oldal; 2. Sukoró, útbevágás D-i oldal; 3. Sukoró, etalon feltárás; 4. Sukoró, Meleghegy; 5. Sukoró, Sorompóvölgy K-i oldal; 6. Sukoró, Sorompóvölgy; Ny-i oldal 7. Sukoró, Pálinka-főző; 8. Nadap, kőbánya

alapgránitok: 11. Gécsi-hegy, kőfejtő; 16. Sági-major, kőfejtő; 21. Rigóhegy, kőbánya 22. Olasz; kőfejtő; 24. Karácsonyhegyi kőfejtő; 25. Retezi kőfejtő

teléres gránit: 8. Kastélylegelő, útbevágás; 10. Gécsi-hegy, feltárás; 13. Sukoró, feltárás; 14. Kisfalupuszt, kőbánya, porfir; 15. Kisfalupuszt, kőbánya, aplit; 17. Rigóhegy, kőbánya; 18. Aranybulla, kőfejtő; 19. Kőrákáshegy, kőfejtő; 20. Pátka, kőfejtő; 23. Hurka-völgy, kőfejtő

diabáz: 12. Gécsi-hegy, feltárás
metamorf palák: 26. Császárvíz, kőfejtő; 27. Kőrákáshegy, kőfejtő; 28. Antóniahegy, kőfejtő, 29. Gécsi-hegy, kőfejtő

Рис. 1. Места палеомагнитных проб в горах Веленце. Географическая схема была составлена на основании геологической карты Янтского (1957)

Обозначения: а. метаморфические сланцы; б. основной гранит; в. андезит; г. гидротермически перестроившийся андезит; д. преобразованный гранит; е. жильный гранит

андезиты: 7. Шукоро, придорожное обнажение северной стороны; 2. Шукоро, придорожное обнажение южной стороны; 3. Шукоро, эталонное обнажение; 4. Шукоро, Мелегхедь 5. Шукоро, Шоромповельдь северная сторона; 6. Шукоро, Шоромповельдь западная сторона; 7. Шукоро, Палинкафёзё; 8. Надап, каменоломня

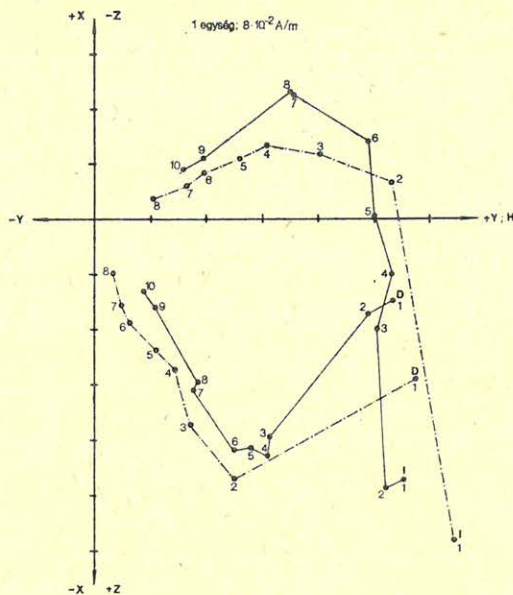
основные граниты: 11. Гора Геч, каменоломня; 16. Усадьба Шаги, каменоломня; 21. Ригохедь, шахта; 22. Итальянская каменоломня; 24. Каменоломня Карачоньхедь; 25. Каменоломня Ретез

жильный гранит: 9. Каштельегелё, придорожное обнажение; 10. Гора Гечи, обнажение 13. Шукоро, обнажение; 14. Кишфалупуста, шахта, порфир; 15. Кишфалупуста, шахта, аплит; 17. Ригохедь, шахта; 18. Араньбулла, каменоломня; 19. Кёракашхедь, каменоломня; 20. Патка, каменоломня; 23. Долина Хурка, каменоломня; 12. Гора Гед, обнажение;

метаморфические сланцы: 26. Часарвиз, каменоломня; 27. Кёракашхедь, каменоломня; 28. Антонияхедь, каменоломня; 29. гора Гед, каменоломня

Fig. 1. Palaeomagnetic sampling localities in the Velencei Mountains. The geological sketch map is based on the geological map of the Velencei Mountains (Jantsky, 1957)

Key: a. metamorphic schists, b. granite, c. andesite, d. hydrothermally altered andesite, e. altered granite, f. granite dykes



Geo 84/1-2

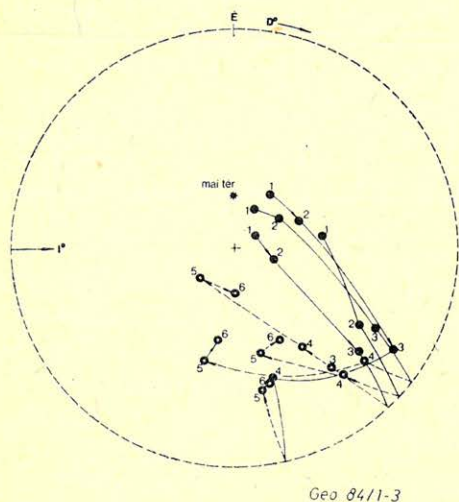
2. ábra. Sukoró, Sorompóvölgy, andezit. Az NRM váltóterű és termolemágnesezése. Ortogonális vetület. D: deklináció, I: inklináció
Tisztítási lépések: Váltóterű: 1: tisztítás előtt, 2: 0,02T, 3: 0,03T, 4: 0,04T, 5: 0,05T, 6: 0,08T, 7: 0,10T, 8: 0,12T
Termo: 1: tisztítás előtt, 2: 100 °C, 3: 200 °C, 4: 250 °C, 5: 300 °C, 6: 400 °C, 7: 480 °C, 8: 525 °C, 9: 550 °C, 10: 580 °C

Рис. 2. Шукоро, Шоромповёльдь, андезит. Терморазмагничивание и размагничивание переменным полем ЕОН. Ортогональная проекция. Д: склонение, I: наклонение.
Шаги очистки:
Переменное поле: 1: перед очисткой, 2: 0,02 Т, 3: 0,03 Т, 4: 0,04 Т, 5: 0,05 Т, 6: 0,08 Т, 7: 0,10 Т, 8: 0,12 Т
Термо: 1: перед очисткой, 2: 100 °C, 3: 200 °C, 4: 250 °C, 5: 300 °C, 6: 400 °C, 7: 480 °C, 8: 525 °C, 9: 550 °C, 10: 580 °C

Fig. 2. Sukoró, Sorompóvölgy, andesite

AF and thermal cleaning of the remanence. Orthogonal projection: D: declination, I: inclination
Cleaning steps: AF: 1: before cleaning, 2: 0.02T, 3: 0.03T, 4: 0.04T, 5: 0.05T, 6: 0.08T, 7: 0.10T, 8: 0.12T
Thermal: 1: before cleaning, 2: 100 °C, 3: 200 °C, 4: 250 °C, 5: 300 °C, 6: 400 °C, 7: 480 °C, 8: 525 °C, 9: 550 °C, 10: 580 °C

Sampling localities: 1. Sukoró, road cut N-side; 2. Sukoró, road cut S-side; 3. Sukoró, quarry; 4. Sukoró, Meleghegy; 5. Sukoró, Sorompóvölgy E-side; 6. Sukoró, Sorompóvölgy W-side; 7. Sukoró, Pálkafőző; 8. Nadap, quarry
Granites: 11. Gécsi-hegy, quarry; 16. Sági-major, quarry; 21. Rigóhegy, quarry; 22. Olasz-quarry; 24. Karácsonyhegy, quarry; 25. Retezi-quarry
Granite dykes: 9. Kastélylegelő, road cut; 10. Gécsi-hegy, outcrop; 13. Sukoró, outcrop; 14. Kisfalupusztá, quarry: porphyry; 15. Kisfalupusztá, quarry: aplite; 17. Rigóhegy-quarry; 18. Aranybulla-quarry; 19. Kőrákáshegy, quarry; 20. Pátka, quarry; 23. Hurkavölgy, quarry
Diabase: 12. Gécsi-hegy, outcrop
Metamorphic schists: 26. Császárvíz, quarry; 27. Kőrákáshegy, quarry; 28. Antóniahegy, quarry; 29. Gécsi-hegy, quarry

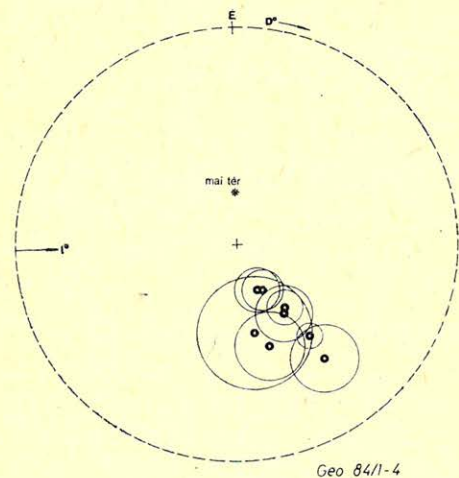


3. ábra. Sukoró, Pálinka-főző, andezit. Az NRM irányának változása mágneses tisztításra. Szög-tartó vetület. Tele körök: lefelé mutató vektorok, üres körök: felfelé mutató vektorok Tisztítási lépések: 1: tisztítás előtt, 2: 0,01T, 3: 0,02T, 4: 0,03T, 5: 0,04T, 6: 0,05T

Geo 84/1-3

Рис. 3. Шукоро, Палинка-фёзё, андезит. Изменение направления ЕОН от магнитной очистки. Равноугольная проекция. Полные кружки: направленные вниз векторы, полые кружки: векторы, направленные вверх
Шаги очистки: 1: перед очисткой, 2: 0,01 Т, 3: 0,02 Т, 4: 0,03 Т, 5: 0,04 Т, 6: 0,05 Т

Fig. 3. Sukoró, Pálinka-főző, andesite. Directional change of the remanence on magnetic cleaning. Stereographic projection
Full circles: vectors pointing downwards; Empty circles: vectors pointing upwards. Cleaning steps: 1: NRM before cleaning, 2: 0.01T, 3: 0.02T, 4: 0.03T, 5: 0.04T, 6: 0.05T



Geo 84/1-4

4. ábra: Velencei-hegység, andezitek. Mintavételi helyekre számolt középírányok a 95%-os valószínűségi szinthez tartozó konfidenciakör sugarával. Szög-tartó vetület. Minden vektor felfelé mutat: negatív inklinációk

Рис. 4. Горы Веленце, андезиты
Средние направления, вычисленные для мест проб с радиусом круга доверия, относящегося к уровню 95%-ой вероятности. Равноугольная проекция. Все векторы показывают вверх: отрицательные инклинации

Fig. 4. Velencei Mountains, andesites
Locality means with the 95 per cent level confidence circle. Stereographic projection. All vectors pointing upwards: negative inclinations

Velencei-hegység, andezitek. Mintavételi helyekre meghatározott mágneses paraméterek. N : minták száma, \bar{D}° : közepes deklináció, \bar{I}° : közepes inklináció, k és α_{95}° : statisztikus jellemzők, \bar{I}_n a remanens mágnesség átlagos intenzitása, $\bar{\chi}$: átlagos szuszceptibilitás, mindkettő CGS rendszerben \bar{Q}_n : Koenigsberger viszonyszám

Горы Веленце, андезиты. Магнитные параметры, определенные для мест сбора проб. N : количество проб, \bar{D}° : среднее склонение, \bar{I}° : среднее наклонение, k и α_{95}° : статистические характеристики, \bar{I}_n : средняя интенсивность остаточной намагниченности, $\bar{\chi}$: средняя проницаемость, и то и другое в системе CGS, \bar{Q}_n отношение Кёнигсберга.

Velencei Mountains, andesites. Magnetic parameters for the different localities. N : number of samples, \bar{D}° : mean declination, \bar{I}° : mean inclination k and α_{95}° : statistical parameters, \bar{I}_n : average intensity of the remanence, $\bar{\chi}$: average susceptibility (both in CGS units) \bar{Q}_n : Koenigsberger ratio

	Mágneses tisztítás után						Mágneses tisztítás előtt					
	N	\bar{D}°	\bar{I}°	k	α_{95}	\bar{I}_n	$\bar{\chi}$	\bar{Q}_n	\bar{D}°	\bar{I}°	k	α_{95}
1. Sukoró, útkanyar, út É-i oldala	4	146	-49	129	8,1	12 · 10 ⁻⁴	31 · 10 ⁻⁴	0,8	158	-54	52	12,9
2. Sukoró, útkanyar, út D-i oldala	3	147	-48	81	13,8				122	-50	4	50,6
3. Sukoró, etalon feltárás ...	9	144	-33	85	5,6	14 · 10 ⁻⁴	3 · 10 ⁻⁴	7,8	140	-26	70	6,2
4. Meleghegy D-i oldala	4	155	-33	101	19,2	2 · 10 ⁻⁴	21 · 10 ⁻⁴	0,2	306	-36	4	53,8
5. Sorompóvölgy K-i oldala	3	163	-37	79	14,0	5 · 10 ⁻⁴	34 · 10 ⁻⁴	0,3	132	5	8	45,4
6. * Sorompóvölgy Ny-i oldala	5	144	-22	42	11,9				107	42	13	22,5
7. Sukoró, Pálkafőző	4	169	-44	16	23,3	4 · 10 ⁻⁴	32 · 10 ⁻⁴	0,2	54	64	20	21,3
8. Nadap, gránitbánya	8	155	-62	25	11,2	4 · 10 ⁻⁴	36 · 10 ⁻⁴	0,2	8	77	4	37,4

* termo 400–525 °C

\bar{I}_n és $\bar{\chi}$ CGS-ben

Az andezitvulkánosság idején teljesen átmágneseződött idősebb magmás kőzetek remanens mágnessége

Az andezitnél idősebb magmás kőzetek remanenciáját mind váltóterületű lemágnesezéssel, mind hőkezeléssel tisztítottuk. A hőkezelés eredményesebbnek bizonyult, mint a mágneses tisztítás. A tisztítás azonban a legtöbb esetben az andezitekéhez hasonló irányú jellemző mágnesezettséget eredményezett. Azokban a mintákban, amelyek végeredményben andezithez hasonló irányban mágneseződtek, a tisztításkor elpusztult mágnesezettség elemzése sem fedett fel olyan mágneses komponenseket, amelyek az andezitekétől különböző irányúak lettek volna (5. ábra). Ezek az idősebb kőzetek tehát teljesen átmágneseződhetek az andezitvulkánosság idején.

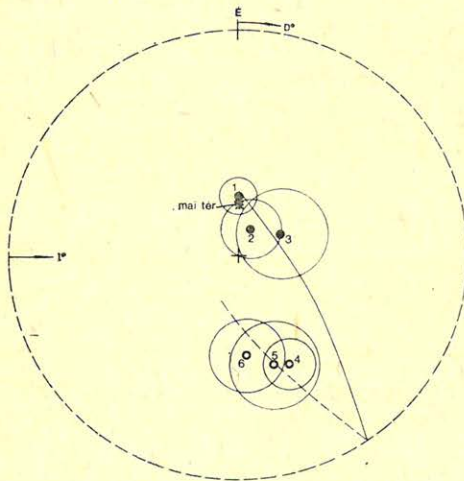
Az andezitekhez hasonló irányú jellemző mágnesezettséget mutató gránitok és a diabáz (2. táblázat) két kivétellel (Kisfalupusztá, gránitporfir, 14. mintacsoport és gránit aplít, 15. mintacsoport) szintén reverz polaritásúak.

Velencei-hegység, átmágnesezett gránitok és diabáz. Mintavételi helyekre meghatározott mágneses paraméterek. N : minták száma, \bar{D}° : közepes deklináció, \bar{I}° : közepes inklináció, k és α_{95}° : statisztikus jellemzők, \bar{I}_n : remanens mágnesség átlagos intenzitása, $\bar{\chi}$: átlagos szuszceptibilitás, mindkettő CGS rendszerben

Горы Веленце, перемагнитенные граниты и диабаз. Магнитные параметры, определенные для мест сбора проб. N : количество проб, \bar{D}° : среднее склонение, \bar{I}° : среднее наклонение, k и α_{95}° : статистические характеристики, \bar{I}_n : средняя интенсивность остаточной намагниченности, $\bar{\chi}$: средняя проницаемость и то и другое в системе CGS.

Velencei Mountains, remagnetized granites and diabase. Magnetic parameters for the different localities. N : number of samples, \bar{D}° : mean declination, \bar{I}° : mean inclination, k and α_{95}° : statistical parameters, \bar{I}_n : average intensity of the remanence, $\bar{\chi}$: average susceptibility (both in CGS units)

	N	\bar{D}°	\bar{I}°	k	α_{95}	Megjegyzés	$\bar{\chi} \cdot 10^{-6}$	$\bar{I}_n \cdot 10^{-6}$
9. Kastélylegelő gránitporfir telér	13	158	-30	59	5,4	termo, >500 °C	12	82
10. Gécsi hegy, gránitaplit	7	155	-69	94	6,9	termo, >500 °C	5	146
11. Gécsi hegy, vörös gránit	5	168	-65	27	14,9	termo, >550 °C	11	130
12. Gécsi hegy, diabáz	6	148	-60	6	24,6	váltó 0,18 T	228	1840
13. Sukoró vörös gránitporfir	4	144	-24	14	25,3	termo, >525 °C	8	3
14. Kisfaludpuszta vörös gránitporfir	5	316	+26	34	13,3	termo, >500 °C	40	61
15. Kisfaludpuszta gránitaplit	5	299	+29	17	19,0	váltó: 0,03 – 0,05 T	3	3
16. Sági major	7	144	-44	26	12,0	váltó: 0,03 T	25	11



Geo 84/1-5

7: Разностные векторы ЕОН – 100 °C, 2: 100 – 200 °C, 3: 200 – 300 °C (все близки к направлению современного магнитного поля), 4: 300 – 400 °C, 5: 400 – 500 °C, 6: 500 – 525 °C (все близки к направлению андезитов)

Fig. 5. Kastélylegelő, granite porphyry dyke

Mean directions of the remanence removed during heating, with the 95 per cent level confidence circle (mean directions of the subtracted vectors). Stereographic projection

Full circles: vectors pointing downwards. Empty circles: vectors pointing upwards 1: Subtracted vectors NRM – 100 °C; 2: 100 – 200 °C, 3: 200 – 300 °C (all close to the direction of the present field),

4: 300 – 400 °C, 5: 400 – 500 °C, 6: 500 – 525 °C (all close to the andesite direction)

A mintacsoportok közepes deklináció-inklináció párjaiból számított közép-irány (a normál mágnesezettségű csoportok középirányát reverzként véve figyelembe a számításakor):

$$\bar{D} = 144^\circ \quad \bar{I} = -44^\circ \quad \alpha_{95} = 15,1^\circ \quad N = 8 \text{ (mintavételi helyek száma).}$$

Gránitok önálló remanens mágnességgel

Öt gránitcsoportnak van önálló jellemző mágnesezettsége. Ez azt jelenti, hogy az *NRM* tisztítás után különbözik a mai helyi tér irányától és az andezit-vulkánosság idejére meghatározott mágneses tériránytól is. A hőkezelés folyamán elpusztult mágnesezettségben ezek a fiatal komponensek azonban felismerhetők.

Tisztításkor először a mai térbe mutató mágnesezettség pusztul el, általában $200-300^\circ\text{C}$ -ig, majd az „andezit irányú” mágnesezettség 500°C -ig, hasonlóan az 5. ábrán bemutatott, teljesen átmágnesezett kastélylegelői gránit porfirhoz. A kisebb blokkolási hőmérsékletű komponensek eltávolítása után megmaradt mágnesezettség inklinációja pozitív (6. ábra, 3. táblázat), a mágnesezettséget ennek ellenére reverzként értelmezzük.

3. táblázat — Таблица — Table

Velencei-hegység, gránitok. Mintavételi helyekre meghatározott mágneses paraméterek. *N*: minták száma, \bar{D}° : közepes deklináció, \bar{I}° : közepes inklináció, *k* és α_{95}° : statisztikus paraméterek, \bar{I}_n : remanens mágnesség átlagos intenzitása, $\bar{\chi}$: átlagos szuszeptibilitás, mindkettő CGS rendszerben

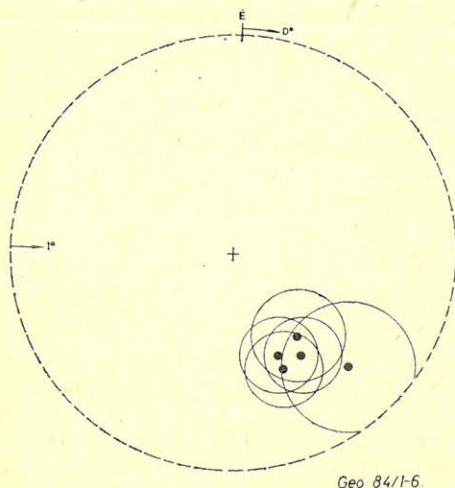
Горы Веленце, граниты. Магнитные параметры, определенные для мест сбора проб. *N*: количество проб, \bar{D}° : среднее склонение, \bar{I}° : среднее наклонение, *k* и α_{95}° : статистические характеристики, \bar{I}_n : средняя интенсивность остаточной намагниченности, $\bar{\chi}$: средняя проницаемость, и то и другое в системе CGS.

Velencei Mountains, granites. Magnetic parameters for the different localities. *N*: number of samples, \bar{D}° : mean declination, \bar{I}° : mean inclination *k* and α_{95}° : statistical parameters, \bar{I}_n : average intensity of the remanence, $\bar{\chi}$: average susceptibility (both in CGS units)

	<i>N</i>	\bar{D}°	\bar{I}°	<i>k</i>	α_{95}°	\bar{I}_n	$\bar{\chi}$
21. Sukoró, Rigóhegyi bánya	9	152	35	10	16,9	$9,7 \cdot 10^{-7}$	$1,42 \cdot 10^{-5}$
22. Sukoró, Olaszkőfejtő	13	143	31	9	15,6	$12,8 \cdot 10^{-7}$	$1,08 \cdot 10^{-5}$
23. Sukoró, Hurka völgy	5	153	29	33	14,3	$6,4 \cdot 10^{-7}$	$2,52 \cdot 10^{-5}$
24. Pákozd, Karácsonyhegyi kőfejtő	7	140	39	11	19,0	$1,8 \cdot 10^{-7}$	$0,81 \cdot 10^{-5}$
25. Sukoró, Retezi alsó, kőfejtő	8	132	16	6	25,9	$29,6 \cdot 10^{-7}$	$0,71 \cdot 10^{-5}$

A mintavételi helyenkénti középirányokból számolt közepes deklináció-inklináció pár:

$$\bar{D} = 144^\circ \quad \bar{I} = +30^\circ \quad \alpha_{95} = 11,1^\circ \quad N = 5 \text{ (mintavételi helyek száma).}$$



6. ábra. Velencei-hegység. Gránitok, amelyeknek a mai tér irányától és az andezitekétől különböző irányú a jellemző remanenciája. Mintavételi helyekre meghatározott középirányok a 95%-os valószínűségi szinthez tartozó konfidenciakör sugarával. Szög tartó vetület. A vektorok lefelé mutatnak

Рис. 6. Горы Веленце. Граниты, характерная остаточная намагниченность которых имеет направление отличное от направлении современного поля и андезитов. Средние направления, вычисленные для мест проб, с радиусом круга доверия, относящегося к 95%-ому уровню вероятности. Равноугольная проекция. Векторы показывают вниз

Fig. 6. Velencei Mountains. Granites with characteristic magnetizations different from the present field and the andesite directions. Locality means with the 95 per cent level confidence circle. Stereographic projection. Vectors pointing downwards

A jellemző mágnesezettség irányának értelmezése

Az andezitek és az andezithez hasonló irányú idősebb magmás kőzetek csoportjára külön-külön meghatározott paleomágnesező középirány hibahatáron belül azonos. Ezért indokolt, hogy az andezitvulkánosság idején uralkodó mágnesező tér irányát ne csak az andezittestek, hanem a teljes átmágneseződött gránitok és a diabáz mágnesezettségével is jellemezzük. Az egykori tér irányát így több „pillanatfelvétel” középirányaként definiálhatjuk és a paleomágnesező pólus hosszabb időátlagot képvisel.

Az andezitvulkánosság idején tehát a mágnesező tér helyi iránya:

$\bar{D} = 151^\circ$ $\bar{I} = -45^\circ$ $\alpha_{95} = 8,4^\circ$ $N = 16$ (mintavételi helyek száma). A paleomágnesező pólus pedig $\varphi = 59^\circ$, $A = 258^\circ$.

Ez a paleomágnesező pólus igen megbízható, mert:

- a mágnesezettség laboratóriumi vizsgálata egyértelműen bizonyítja a jellemző mágnesezettség egykomponensű voltát;
- a minták és mintavételi helyek száma elegendően nagy, α_{95} kicsi;
- a jellemző mágnesezettség két csoport kivételével reverz polaritása és a nullától, illetve 180° -tól eltérő deklinációk bizonyítják, hogy a jellemző mágnesezettség nem a mai irányú térben keletkezett, azaz idős;
- bár helyi tektonikai korrekciót (Graham, 1949) nem alkalmaztunk, valószínű, hogy nem is kell, mert az andezitvulkáni működés a gyűrődésekkel és esetleg helyi áttolódásokkal járó tektonikai folyamatok után zajlott;
- a klasszikus kontakt tesztet (Graham, 1949), helyettesíti az andezitek és az átmágnesezett idősebb kőzetek hasonló irányú remanenciája, mivel összetételükben különböző kőzetekről van szó, éppúgy, mint egy intrúzió és a körülvevő kontakt udvar esetén.

Az önálló irányú gránitok paleomágnesező pólusa:

$$\varphi = 18^\circ$$

$$A = 235^\circ$$

Ez a pólus az andezithez hasonlóan elegendő számú mintán és mintavételi helyen alapul, statisztikusan jól definiált és a mágnesezettség iránya szignifikánsan különbözik a mai tér irányától, tehát stabilis mágnesezettségről van szó.

A következő problémák miatt azonban a gránitok pólusa mégsem egyenértékű az andezitkorú pólussal:

- a kontakt teszt nem adott eredményt, mert a palák mágnesezettsége értékelhetetlen;
- a feltehetően szükséges helyi tektonikai korrekciót számszerűen nehéz meghatározni:

a gránittest dél felé billenésének mértékét *Jantsky (1957)* palaköpenyben végzett palássági sík méréseit alapul véve becsülhetjük. Feltételezve, hogy a pala eredetileg szimmetrikusan vette körül a gránitot, max. $10-15^\circ$ -os dőlésszöget kapunk. Ekkora dőlés kismértékben ugyan, de módosítja a pólushelyzetet, az általános tektonikai következtetést azonban nem befolyásolja. Bizonytalansága miatt ezért alkalmazása nem indokolt;

- a gránitok önálló mágnesezettsége geometriailag előállítható a mai helyi és az andezitek mágneseződése idején uralkodó tér irányába mutató komponensek eredőjeként.

A geometriai komponálhatóság önmagában nem lenne probléma, mivel rendszerint nincs fizikai tartalma. A Velencei hegység gránitjai esetében azonban ezt a lehetőséget külön meg kell vizsgálni a következő tények miatt:

Az andenzitvulkánosság idején teljesen átmágnesezett és önálló mágnesezettségű gránitok térbeli eloszlása nem mutat szabályszerűséget. A Velencei hegység keleti részén feltételezett andezitvulkáni centrum közelében és a Ny-i részen egyaránt vannak teljesen átmágnesezett kőzetek.

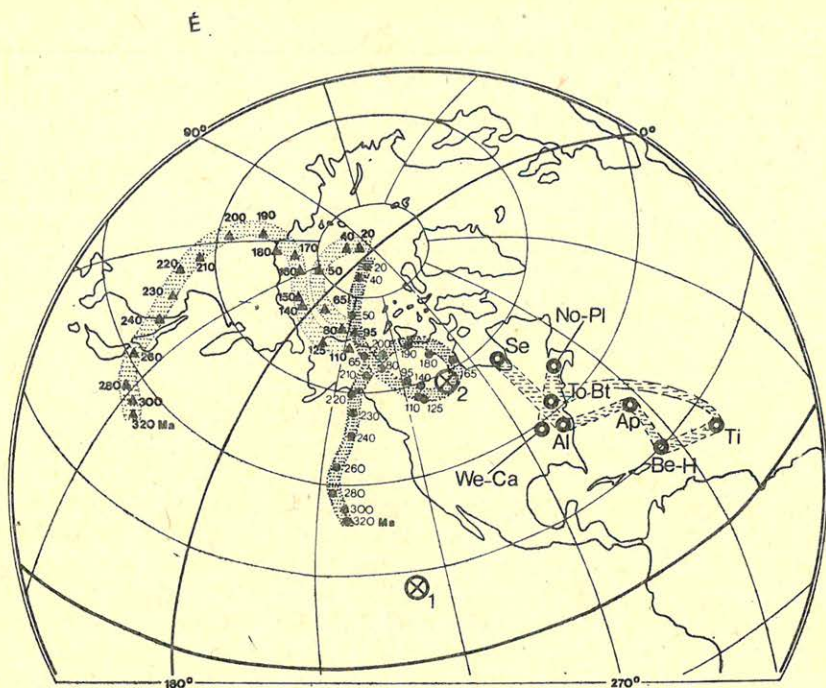
A kétféle irányú gránitok mágneses mineralógiájában nincs különbség: a stabil mágnesezettséget egyaránt hordozhatja mindkét esetben magnetit és hematit is.

Tény azonban az is, hogy sok olyan gránitminta van, amelyben a mért mágnesezettség minden tisztítási lépésben önálló irányú: márpedig nehéz elképzelni azt, hogy két komponensnek ugyanolyan legyen a blokkolási spektruma és ezért a komponensek intenzitásának aránya állandó legyen. Ellenkező esetben hol az egyik, hol a másik összetevőnek kellene jobban dominálnia, tehát az eredő iránya változna a tisztítás folyamán.

A tisztítás folyamán elpusztult mágnesezettség elemzése azt is felfedi, hogy először a mai tér irányába mutató komponens tűnik el, majd utána az andezitirányú. A mai tér irányával, mint stabilis jellemző mágnesezettséggel nem találkozunk. Valószínű tehát, hogy amikor az andezitirányú mágnesezettség stabilitástományaiba érünk, már nincs a mai térbe mutató mágnesezettség.

Végül az önálló mágnesezettségű és átmágnesezett kőzetek oxidációs fokában is különbség van: az erősen oxidált, vörös gránitok jellemző, legstabilabb mágnesezettsége andezitkorú, általában a rózsaszínűeké is, kivéve, amikor az andezitkorú oxidáció csak maghemitig haladt, mert a maghemitet a termolemágnesezés eltávolítja. A szürke és maghemites rózsaszínű gránitok mágnesezettsége is önálló irányú.

Összegezve tehát mégis valószínűsíthetjük, hogy a gránitok önálló mágnesezettsége felső karbon korú: nem regionális felmelegedés, hanem oxidáló, az andezitvulkáni utóműködés folyamán ható oldatok mágnesezték át a gránitokat. Ott, ahol az oldatok nem fejtették ki hatásukat, mert pl. a gránitban kevesebb volt az oldatok vezetését biztosító hasadék, az eredeti mágnesezettség megőrződött és termikus tisztítással felfedhető.



Geo 84/1-7

7. ábra. A Velencei-hegység paleomágneses pólusai. Összehasonlításképpen láthatók a Dunántúli-középhegység látszólagos pólusvándorlási görbéje (Márton and Márton, 1983), a „pseudo-afrikai” és „pseudo-európai” látszólagos pólusvándorlási görbék. Az utóbbiakat simított É-amerikai látszólagos pólusvándorlási görbéből (Irving, 1977) származtattuk az Atlanti óceán felnyílásához tartozó forgáspólusok (Sclater et al., 1977) segítségével

1. f. karbon pólus, 2. f. eocén pólus, mindkettő Velencei-hegység

Mezozoós pólusok a Dunántúli-középhegységből: We – Ca: werfeni – karni, No – Pl: nóri – pliensbachi, To – Bt: toarci – bath, Ti: titon, Be – H: berriázi – hauterivi, Ap: apti, Al: albai, Se: szenon

Рис. 7. Палеомагнитные полюсы гор Веленце. Для сравнения представлены кривая кажущегося передвижения полюса Задунайского среднегорья (Мартон и Мартон, 1983) и кривые кажущегося передвижения «псевдо-африканского» и «псевдоевропейского» полюсов. Последние были выведены по сглаженной кривой кажущегося передвижения северо-американского полюса (Ирвинг, 1977) с помощью полюсов вращения, относящихся к раскрытию Атлантического океана (Склатер и др., 1977)

1) полюс верхнего карбона, 2) полюс верхнего эоцена, оба для гор Веленце. Мезозойские полюса для Задунайского среднегорья: We – Ca: верфенсий – карнийский, No – Pl: норский – плейнсбахский, To – Bt: торцский – батский, T: титонский, Be – H: берриазинский – хаутеривийский, Ap: аптский, Al: альбский, Se: сенонский

Fig. 7. Palaeomagnetic poles from the Velence Mountains. The Mesozoic apparent polar wander path of the Transdanubian Central Mountains (Márton and Márton, 1983), the “pseudo-African” and “pseudo-European” apparent polar wander curves are shown for comparison. The latter two are derived from the smoothed N-American apparent polar wander curves (Irving, 1977) using the stage poles for the opening of the Atlantic (Sclater et al., 1977)

1. Upper Carboniferous pole, 2. upper Eocene pole, both from the Velencei Mountains
Mesozoic poles for the Transdanubian Central Mountains: We – Ca: Werfenian – Carnian, No – Pl: Norian – Pliensbachian, To – Bt: Toarcian – Bathonian, Ti: Tithonian, Be – H: Berriasian – Hauterivian, Ap: Aptian, Al: Albian, Se: Senonian

A Velencei hegységre meghatározott paleopólusok helyzete különbözik a Dunántúli-középhegység mezozoós pólusaitól (7. ábra). Ugyanakkor beleillenek abba a tektonikai képbe, amelyet a mezozoós pólusok alapján alakítottunk ki, azaz jelzik az afrikai kapcsolatot, az Afrikától való elszakadást és relatív mozgást.

A mágnesezettség helyi irányait vizsgálva kitűnik, hogy a Velencei hegység az andezitvulkanizmus idején kb. a 30. északi szélességben helyezkedett el, és a maihoz képest 30°-kal az óramutató járásával egyező irányban elcsavart helyzetben volt, a gránitbenyomuláskor pedig kb. a 20. déli szélességen és 36°-kal ugyanolyan irányban elfordult helyzetben.

A pólusokat a hasonló korú afrikai pólusokhoz viszonyítva megállapítható, hogy a Dunántúli-középhegység az andezitvulkanizmus idején még az afrikai lemez része volt; a velencei gránit és a mezozoós üledékösszlet esetleges relatív mozgása miatt azonban egyetlen paleozoós eredményből még nehéz megbecsülni azt, hogy az idősebb pólus helyzete milyen mértékben képviseli az egész aljzat mozgását.

IRODALOM

- Balogh, K., Árvai-Sós, E., Buda, Gy.: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia. Kárpát-Balkáni Földtani Asszociáció kiadványában, megjelenőben.
- Buda, Gy., 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, 131–155.
- Fisher, R. A., 1953: Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. London A, 217, 295–305.
- Graham, J. W., 1949: The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. J. Geophys. Res. 54, 131–167.
- Hoffman, K. A. and Day, R., 1978: Separation of multi-component NRM: A general method. Earth and Planetary Science Letters 40, 433–438.
- Irving, E., 1977: Drift of the major continental blocks since the Devonian. Nature, 270, 304–309.
- Jantsky, B., 1957: A Velencei-hegység földtana. Geologica Hungarica Ser. Geologica, 10., Institutum Geologicum Hungaricum Budapestini 1–170.
- Márton, E., 1980: Multicomponent remanent magnetization of the migmatites, Mórággy area, SW Hungary. Earth and Planetary Science Letters, 47, 102–112.
- Márton, E., 1981: Tectonic implication of palaeomagnetic data for the Carpatho-Pannonian Region. Earth Evolution Sciences, 3–4/1981, 257–264.
- Márton, E., 1982: Late Jurassic early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Sümeg section, Hungary. Earth and Planetary Science Letters, 57, 182–190.
- Márton, E. – Márton, P., 1978: Tectonic implications of a new palaeomagnetic result from the Jurassic of the Transdanubian Central Mountains. Tectonophysics, 45, I. 1–6.
- Márton, E. – Márton, P., 1981: Mesozoic palaeomagnetism of the Transdanubian Central Mountains and its tectonic implications. Tectonophysics, 72, 129–140.
- Márton, E. – Márton, P., 1983: A refined polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean tectonic history. Tectonophysics, 98, 43–57.
- Pantó, Gy., 1980: Ritka földfémek geokémiája és néhány alkalmazási területe. Akadémiai doktori értekezés tézisei, Budapest.
- Schróter, Z. – Mauritz, B., 1952: A lovasserényi 2. sz. mélyfúrás földtani szelvénye. Földtani Közlöny, LXXXII. 250–256.
- Slater, J. G., Hellinger, S. and Tapscott, Ch., 1977: The palaeobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. J. Geophysics, 85, 509–552.

Pelágikus eredetű mészkövek paleomágneses vizsgálatának jellegzetességei egy umbriai példa nyomán*

M Á R T O N P É T E R**

A dolgozat gyengén mágnesezett kőzetek paleomágneses vizsgálatára alkalmas módszerekre mutat be példákat. Hangsúlyozza a földtani szerkezet pontos megismerésének fontosságát. A mágneses ásványok azonosítására a koercitív erő spektrum termolemágnesezéssel kombinált változatát ajánlja. A természetes remanens mágnesezettség izolálására teljes termikus lemágnesezést javasol. Bemutatja a megbízhatósági kritériumok alkalmazását a termolemágnesezéssel izolált stabil mágnesezettség értelmezésében.

В работе представлены примеры применения методов для палеомагнитного исследования слабо намагниченных пород. Подчеркивается важность точного знания геологического строения. Для идентификации магнитных минералов предлагается комбинирование спектра коэрцитивной силы с терморазмагничиваемостью. Для выделения естественной остаточной намагниченности предлагается полное термическое размагничивание. В работе представлено применение критериев надежности при интерпретации выделенной при помощи термического размагничивания стабильной намагниченности.

A standard procedure is suggested for the palaeomagnetic study of weakly magnetized marine limestones. It consists of a careful analysis of the geological structure at each sampling locality, followed by the identification of the magnetic mineralogy by an extended IRM method. The next step is total demagnetization of all samples for which thermal (rather than A.F.) demagnetization is recommended and the isolation and identification of the stable remanence components. Finally, the use of the reliability indicators is demonstrated in the interpretation of the NRM.

Bevezetés

Az umbriai miogeoszinklinális üledéksor legfelső júra – alsó kréta tagjának mágnesezettségét vizsgáltuk az ELTE és a Nápolyi Egyetem közös projektjének keretében, amely a déltétiszi eredetű középső mediterrán vidék mezozoós fejlődéstörténetének kutatását célozza. Az említett képződmény mélytengeri tűzkőgumós-tűzkőzsinóros – Tintinnidákban gazdag – változó vastagságú mészkőrétegekből áll, és helyenként a több száz méter vastagságot is eléri. A mészkő színe fehér, esetleg világos szürke, törésfelületei porcelánszerűek. A formációnév – *Maiolica* – az utóbbi tulajdonságnak köszönhető.

Az umbriai Maiolica paleomágneses vizsgálatát az indokolja, hogy a kérdéses időből mindössze három eredmény volt ismeretes: a malm és legalsó neokom pólusok [1] jól egyeznek, viszont a barrémi pólus [2] lényegesen különbözik tőlük. Paleomágneses vizsgálataink eredménye [3] a barrémi adatot igazolta és egyben újabb bizonyítékot szolgáltatott a középső mediterrán vidék közös mezozoós fejlődéstörténete mellett [4].

Ez a munka a Maiolicához hasonló mélytengeri eredetű mészkövek paleomágneses mérésének módszerbeli sajátosságaival foglalkozik, az umbriai vizsgálatok tükrében.

* Az előadás az Egyesület Általános Geofizikai Szakosztályában hangzott el 1983. május 19-én.

** ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Kun Béla tér 2.

A legfeltűnőbb talán a mészkövek, különösen a fehér színűek kis mágneses intenzitása (10^{-1} – 10^{-5} A/m), úgyhogy paleomágneses vizsgálatukra csak nagy érzékenységű magnetométerek alkalmasak. Ilyenek a legjobb kőzetgenerátorok (pl. a JR–4 típusú eszköz) és kriogén magnetométerek, amelyek zajnívója a fizikailag elérhető legkisebb érték $2-3 \times 10^{-6}$ A/m körül van.

A paleomágneses mérések a mészkő remanens mágnesezettségére irányulnak. Remanenciát a diamágneses kőzetmátrixban finoman elszórt ferromágneses ásványszemcsék különféle eredetű mágnesezettségei kölcsönözhetnek a mészkőnek. A mágneses ásványok részben törmelékes vagy biológiai eredetűek (magnetit) vagy későbbi (pl. diagenetikus) kémiai folyamatok hatására képződtek. Amíg a törmelékes szemcsékhez kötődő remanencia legtöbbször a kőzet sztratifráciai helyzetével datálható, azaz elsődlegesnek tekinthető, addig a szekundér ásványok által hordozott mágnesezettség felvételének ideje általában ismeretlen. Channell és mások [5] szerint azonban a szerves eredetű vasoxi-hidroxidok víztelenedése már a korai diagenézis szakaszában eredményezhet olyan méretű hematit kristályokat, amelyek kristályosodáskor felvett mágnesezettségükben képesek az egykori mágneses tér irányát geológiai idők alatt is megőrizni. Valóban sokszor tapasztaljuk, hogy mészkövekben a magnetit és a legnagyobb méretű hematit szemcsék azonos irányú mágnesezettséget hordoznak.

Késői diagenetikus folyamatok, karsztjelenségek, hidrotermális oldatok hatására is létrejöhetnek mágneses fázisok, amelyek rendszerint a primér mágnesezettségtől eltérő irányú, azt részben helyettesítő illetve arra szuperponálódó mágnesezettséggel járnak hozzá a remanenciához. Látható tehát, hogy paleomágneses szempontból mennyire lényeges a mágnesség komplexitásának felismerése, a primér mágnesezettség elkülönítése és azonosítása, amely akkor vihető keresztül, ha a mágnesezettség több ún. megbízhatósági kritériumot is kielégít. A legfontosabbak a következők [6].

A látszólagos pólusvándorlás miatt az egykori (pl. mezozoós korú) mágnesezettség irányának lényegesen különböznie kell a jelenlegi földmágneses tér irányától.

Néhány millió évet képviselő szelvényben normális és fordított mágnesezettségű szakaszoknak kell váltakozniuk, illetve területi mérés esetén mind normális, mind fordított polaritású mintáknak elő kell fordulni.

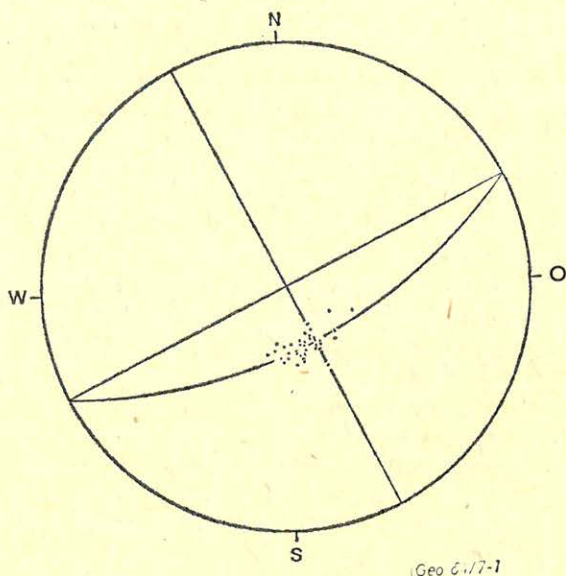
Több lelőhelyen meghatározott azonos korú mágnesezettség irányaszórása kisebb kell legyen a rétegek eredeti (vízszintes) helyzetére vonatkoztatva, mint a jelenlegi tektonizált fekvés mellett. E kritérium teljesülése ui. magával vonja a mágnesezettség tektonikai mozgásokat megelőző korát és e mozgásokkal szembeni változatlanágát, stabilitását.

Vizsgálatok

1. Paleomágneses mintavételkor a minták helyzetelemeinek felvétele mellett a helyi földtani szerkezet analízisét is el kell végezni, mert a földtani térképek általában nem eléggé részletesek ebben a vonatkozásban. A szerkezet pontos ismerete a rétegek eredeti, vízszintes helyzetének torzításmentes visszaállításaához, az ún. tektonikai korrekció elvégzéséhez szükséges.

Umbriában, a Fonte del Giordano folyócska völgyében feltárt Maiolica szelvényt az idősebb rétegektől felfelé haladva mintáztuk 276 m sztratifráciai vastagságban két, összesen 80 m-t kitevő hézaggal. A sorozat aljától a tetejéig

a rétegdőlések azimutja K-ról Ny-ra mintegy 80° -ot változik. A megfelelő dőléspólusok a sztereografikus projekción (1. ábra) egy főkör mentén szórnak. A pólusokhoz legkisebb négyzetes értelemben legjobban illő sík normálisa a szerkezeti tengely ferdeségét méri, amely esetünkben (27.8° ; 153.8°)-nak adódik (1. ábra). Könnyű felismerni, hogy a helyi szerkezet ferde tengelyű szinklinális, amelynek főleg a magját, illetve az ÉK-i szárnyát mintáztuk. A szerkezet tengelyének vízszintesre állítása után, a korrigált dőléspólusok még mindig főkör-elosztást mutatnak, illetve rész-szelvényenként a következő átlagok körül csoportosulnak: 1–5 m között (17.5° ; 42.9°), 5–18 m között (1.8° ; 37.3°), 30–131 m között (6.8° ; 247.8° , és 194–276 m között (14.7° ; 245.5°). A szerkezet teljes kisimításához (a rétegek vízszintesre állításához) szükséges korrekciókat a dőléspólusok függőlegesbe fordításával érhetjük el. A fenti két korrekció egyidejű



1. ábra. A Fonte del Giordano (Um bria) szelvényben mért dölések a bázistól felfelé haladva a szelvényben fokozatosan K-iról D-ire változnak. A szerkezeti tengely ferdeségét a dölésekhez illeszkedő főkör normálisa mutatja (sztereografikus projekció)

Рис. 1. Распределение наклонов, измеренных в разрезе Фонте дель Джордано (Умбрия). От подошвы к кровле разреза азимуты наклона прогрессивно изменяются с востока на юг. Падение оси структуры (синклиналь) показано с помощью нормали большого круга, наилучшим образом аппроксимирующего структуру (Стереографическая проекция)

Fig. 1. Distribution of measured dips in the Fonte del Giordano section. From base to top of section the dip azimuths change gradually from east to south. The plunge of the structure (syncline) is shown by the normal to the best fitting great circle (stereographic projection)

elvégzésére is van mód, ha a tengelyt vízszintesbe billentő forgást (0° ; 63.8° ; 27.8°) előbb kombináljuk a korrigált dőléspólusokat függőlegesbe állító forgással. Ekkor a teljes tektonikai korrekció a következő kombinált forgásokkal valósítható meg: 1–5 m között (8.4° ; 27.1° ; 27°); 5–18 m között (0.8° ; 60.5° ; 27°); 30–131 m között (-3.4° ; 77.6° ; 27.9°) és 194–276 m között (-6.6° ; 91.7° ;

31°), ahol a zárójelben álló szögek a forgáspont szélesség és hosszúság koordinátái a helyi koordinátarendszerben, illetve az alkalmazandó forgás szöge az óramutató járásával ellentétes irányban.

Világos, hogy a szerkezet komplexitásának fel nem ismerése esetén a tektonikai korrekció rétegenkénti vagy rétegcsoportonkénti billenési korrekciókra fog (csapásmenti forgások) korlátozódni, tehát megváltoztatja a rétegek relatív azimutális orientációját és ezzel együtt eltorzítja a paleomágneses deklinációkat [7].

2. A paleomágneses méréseket célszerű a mágneses ásványok meghatározásával kezdeni. A jelenlévő mágneses fázisok minőségéből ui. a mágnesezettség eredetére lehet következtetni.

Mészkövekben a rendkívül kis koncentráció és szemcseméretetek miatt ásványtani módszerek gyakorlatilag nem alkalmazhatók. A mágneses módszerek közül a Dunlop-féle koercivitás spektrum analízist [8] és annak termikus le-mágnesezéssel kombinált változatát [9] részesítjük előnyben.

Azonos mikroszkópos remanens koercivitással (h_{cr}) rendelkező egydoménű részecskék izotermikus mágnesezése $H < h_{cr}$ nagyságú térrel hatástalan, $H \geq h_{cr}$ viszont telítést eredményez. Ennek következtében egy adott mintában lévő összes egydoménű részecske-együttes h_{cr} eloszlása $f(h_{cr})$ megkapható az

$$f(h_{cr}) \cdot dh_{cr} = \frac{1}{J_{rs}} \left(\frac{dJ_{ir}}{dH} \right)_{H=h_{cr}} \cdot dh_{cr}$$

összefüggésből, amelyben J_{rs} a telítési remanens mágnesezettség, J_{ir} pedig a H nagyságú térben kölcsönzött izotermális remanens mágnesezettség (IRM) [8]. Gyakorlatban a fenti spektrumot az $IRM - H$, diszkrét pontokban felvett görbéből származtatjuk.

A magnetit remanens koercivitása nem haladja meg a $0,15T$ -t. A nagyobb (egydoménű) hematitszemcsék (spekularit) spektrumának csúcsa $0,2T$ körül található, míg a kisebb méretű hematitok (pigment) remanens koercitív ereje $0,3$ és $1,8 T$ közötti értékeket vehet fel [8]. A goethit spektrumát még nagyobb koercivitások jellemzik (egészen $5 T$ -ig) [9].

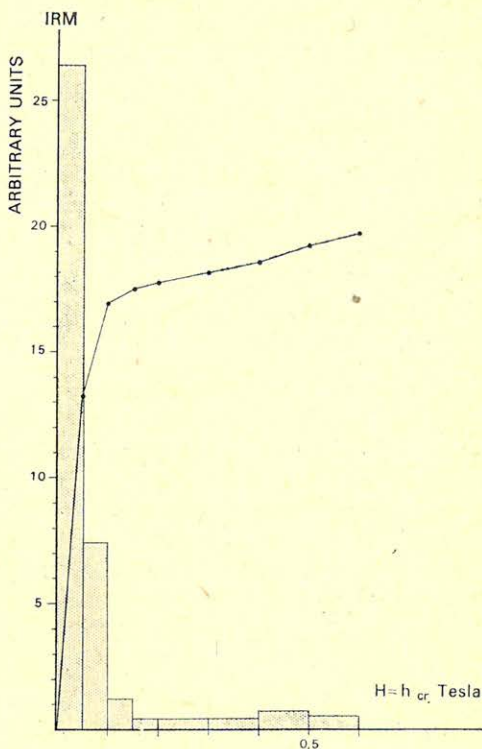
A 2. ábra a Fonte del Giordano szelvény 252 m szintjét képviselő mintájának $IRM - H$ görbét és remanens koercitív erő spektrumát mutatja $H (= h_{cr}) = 0,6 T$ -ig. A spektrumban a kis koercitív erejű fázis ($h_{cr} < 0,15 T$) uralkodik, ami magnetitre utal. A nagyobb koercivitás járulékok ($h_{cr} > 0,15 T$) ugyanakkor hematit jelenlétét indikálják.

A kis és nagy koercitív erejű fázisok további szétválasztására a $0,6 T$ -ig izotermikusan, szobahőmérsékleten felmágnesezett mintát, $0,15 T$ -s térben újramágneseztem az előzővel ellenkező irányban. Így a $0,15 T$ -nál kisebb remanens koercivitású fázisok mind az újramágnesező tér irányába mágneseződtek, a $0,15 T$ -nál nagyobb koercivitású frakció pedig megőrizte eredeti mágnesezettségét. Az így előkészített mintát ezután termolemágnesezésnek vetettem alá. A 3. ábrán a minta összetett IRM -jének viselkedését láthatjuk a hőmérséklet függvényében (pozitív a második felmágnesezés irányába eső IRM). Ami ebből a mérésekből kiderült az az, hogy a magnetit Curie-hőmérsékletét ($580^\circ C$) túlélő hematit kétféle mágneses tulajdonsággal rendelkezik. Az egyik fázis $0,15 T$ -nál kisebb koercitív erejű és $675^\circ C$ -ra mágneseződik le (eddig a hőfokig csökken a pozitív IRM), a másik $0,15 T$ -nál nagyobb koercitív erejű és csak $725^\circ C$ -on tűnik el (675 és $725^\circ C$ között negatív IRM mérhető). Az első tulajdonság csak nagyobb

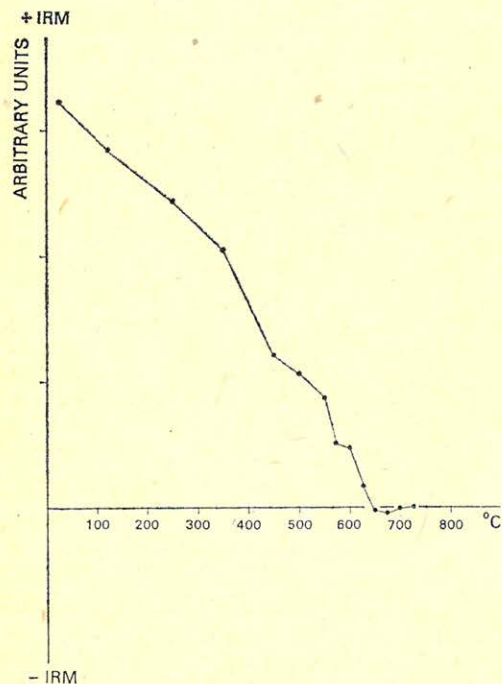
2. ábra. Egy Maiolica minta IRM-H görbéje és a megfelelő remanens koercitivitás spektrum

Рис. 2. Приближенный коэрцитивный спектр образца Майолика, определенный из кривой IRM-H

Fig. 2. Approximate coercivity spectrum of a Maiolica sample as derived from the IRM-H curve also shown



Geo 84/7-2



Geo 84/7-3

3. ábra. 0,6 T, ill. ellentétesen 0,15 T térben szobahőmérsékleten felmágnesezett Maiolica minta mágneses intenzitásának változása a hőmérséklet függvényében (pozitív a kisebb tér iránya). A magnetit teljes lemágneseződése után 580 °C-on a megmaradó hematit két különböző mágneses tulajdonságot mutat

Рис. 3. Изменение интенсивности намагниченности образца Майолика, намагниченного при комнатной температуре в поле 0,6 Т, а затем в поле 0,15 Т обратного направления, в зависимости от температуры (Положительное направление показывает меньшее поле). Гематит оставшийся после полной размагниченности магнетита при температуре 580 °С, показывает два разных магнитных свойства

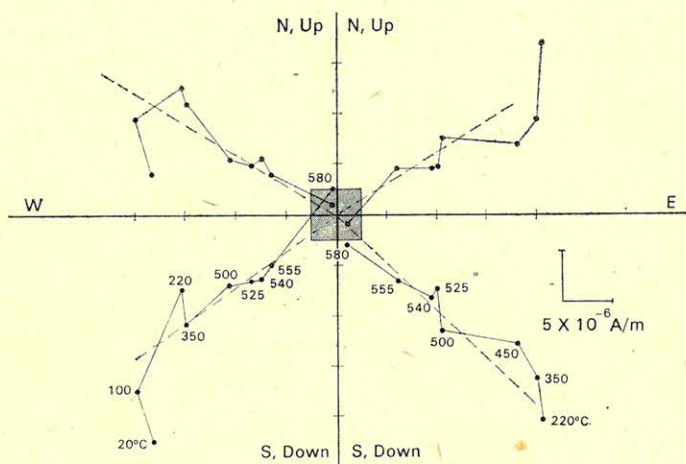
Fig. 3. Thermal demagnetization behaviour of a composite IRM first induced in a Maiolica sample in 0.6 T field then in a 0.15 T field in antiparallel direction both at room temperature (Positive is the low field direction). After the disappearance of the magnetite at 580 °C the remaining haematite shows two magnetic properties

szemcséjű ($> 0,5\mu\text{m}$) gyengén ferromágneses hematitok sajátja, míg a második a legkisebb méretű (20\AA) antiferromágneses hematitkristályokra jellemző [10].

A fenti kísérlet több mintával történő megismétlése ugyanazt az eredményt adta, miszerint a Fonte del Giordano mészkövek domináns mágneses ásványa a magnetit, amelyet változó mennyiségben kétféle mágneses tulajdonságú hematit kísér. Más lelőhelyen esetenként goethit is kimutatható az összetett IRM lemágnesezési görbéjének kezdeti ($T = 110^\circ\text{C}$, a goethit Curie-hőmérséklet) emelkedéséből.

3. A következő vizsgálat arra irányul, hogy a kőzetmágnességi mérések által kimutatott mágneses ásványok, illetve az általuk hordozott remanens mágnesezettségek milyen mértékben vesznek részt a kőzet természetes remanens mágnesezettségének kialakításában. Üledékes kőzetekre és így mészkőre is alkalmas módszer a természetes remanens mágnesezettség teljes lemágnesezése, amelynek leghatékonyabb változata a termikus lemágnesezés. A hőmérséklet fokozatos emelésével egyre nagyobb blokkolási hőmérsékletű mágnesezettségek relaxációja érhető el, egészen a minta teljes lemágnesezettségi állapotának eléréséig.

Példaként szolgáljanak a Fonte del Giordano szelvény 237 m ill. 244.8 m szintjét reprezentáló minták ortogonális lemágnesezési görbéi [11] (4. ábra). Az ábrán jól látszik a két minta ellentétes mágneses polaritása és gyenge mág-



Geo 84/7-4

4. ábra. Ortogonális termolemágnesezési görbék egy normális (bal oldal) és egy fordított (jobb oldal) mágnesezettségű Maiolica mintára. (A vízszintes tengelyen a mágnesezettség $N_y - K_i$, a függőleges tengelyen részben az $E - D_i$, részben a vertikális komponense szerepel). Az origóban levő négyzet a mérésre használt magnetómer zajnívóját reprezentálja ($4 \times 10^{-6} \text{ A/m}$)

Рис. 4. Ортогональные кривые терморазмагничиваемости для образцов Майолика, один из которых намагничен нормально (слева), а другой в противоположном направлении (справа). (На горизонтальной оси указана $З - В$ компонента намагниченности, а по вертикальной оси — компонента частично $С - Ю$, а частично — вертикальная компонента). Квадрат в начале координатной системы показывает уровень шума магнитометра, применявшегося для измерений ($4 \times 10^{-6} \text{ A/m}$)

Fig. 4. Orthogonal (Zijderveld-) plots showing the thermal demagnetization behaviour of a normal (left side) and a reversed (right side) Maiolica specimen. The square in the origin represents the uncertainty of each measurement owing to the noise level of the (JR-4) magnetometer ($4 \times 10^{-6} \text{ A/m}$)

nesezettsége. A koordinátarendszer kezdőpontjában megrajzolt négyzet a magnetométer zajnívóját értékelheti ($4 \times 10^{-6} A/mm$), amelyet tulajdonképpen minden egyes mérési ponthoz oda kell képzelnünk, mint az eredmény bizonytalanságát. A két minta közös tulajdonsága, hogy az $500^\circ C$ után megmaradó mágnesezettség, a viszonylagosan nagy mérési hibák ellenére is jól láthatóan, irányváltozás nélkül hal el $580^\circ C$ -on, a magnetit Curie-hőmérsékletén.

A példából világos, hogy a minták stabilis természetes remanens mágnesezettségét, amely $500^\circ C$ után jelenik meg tisztán, a kőzetben lévő magnetit hordozza. Feltehető, hogy ez a mágnesezettség a kőzettel egyidős, miután mészkövekben a magnetit törmelékes vagy biológiai eredetű. A termikus lemágnesezési kísérletek hematithoz tartozó ($580^\circ C$ felett relaxáló) mérhető mágnesezettséget nem indikálnak, úgyhogy a kőzetben lévő hematit hatása a természetes remanens mágnesezettségre a Fonte del Giordano szelvényben elhanyagolható.

4. Mielőtt a termikus lemágnesezéssel izolált stabil remancia eredetét illetően lándzsát törnénk, célszerű elvégezni a tektonikai korrekciókat és megvizsgálni a korrigált remanencia irányokat.

A szóbanforgó lelőhelyen 63 normális és 39 fordított mágnesezettségű minta, váltakozó normális és fordított polaritású zónákba rendeződik. A szelvény mentén változó tektonikai korrekció (I. 1 pont) elvégzése után 30 és 131 m között a 23 normális és 24 fordított mágnesezettségű minta középipirányai nem esnek pontosan egy egyenesbe (5/a. ábra) viszont ugyanezek 194 és 276 m között 18 normális, illetve 11 fordított mintára statisztikailag azonos tengelyt definiálnak (5/b. ábra). Miután itt termikusan tisztított paleomágneses irányokkal állunk szemben, az 5/b ábrával illusztrált utóbbi esetet tartjuk természetesnek, de az 5/a ábra sem elszigetelt, vagy véletlen példát mutat. Ha ugyanis, az eredetileg pontosan antiparallel irányú normális és fordított mágnesezettségre, egy lemágnesezéssel szemben hasonló stabilitású másodlagos remanencia szuperponálódik, akkor az eredő normális és fordított irányú mágnesezettségek 180° -tól különböző szöget fognak bezárni egymással (mint az 5/a ábrán). A hatás kiküszöbölése egyszerű: a fordított (mágnesezettségű) csoport középipirányát normálisra konvertáljuk, majd a normális középipirány és a megfordított középipirány átlagát vesszük, ami az eredeti, ráakodott komponenstől mentes, normális mágnesezettség iránya lesz [6] (5/a ábra).

A termolemágnesezéssel izolált természetes remanens mágnesezettség középipiránya a Fonte del Giordano szelvényben a következő.

Tektonikai korrekció előtt ($N = 102$):

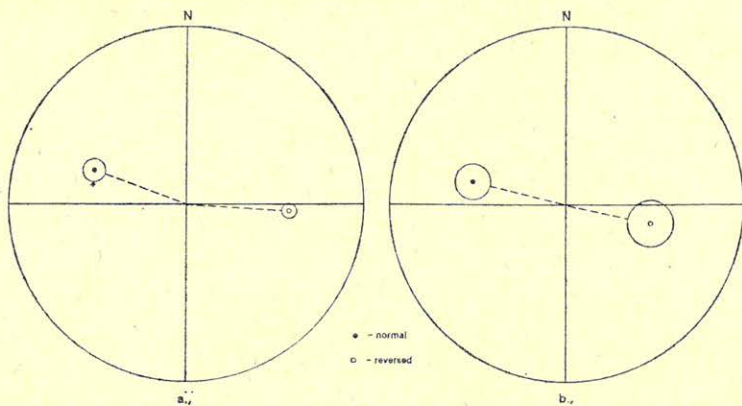
$$\bar{D} = 291,5^\circ; \quad \bar{I} = 15,9^\circ; \quad k = 47; \quad \alpha_{95} = 13,6^\circ,$$

tektonikai korrekció után ($N = 102$):

$$\bar{D}_c = 281,7^\circ; \quad \bar{I}_c = 33,5^\circ; \quad k = 836; \quad \alpha_{95} = 3,2^\circ,$$

ahol (\bar{D} , \bar{I}) ill. (\bar{D}_c , \bar{I}_c) a középipirány deklinációja és inklinációja tektonikai korrekció előtt és után, k és α_{95} statisztikai paraméterek [12], N pedig a paleomágneses minták számát jelenti.

A középipirány pontosságát jelző k több mint 17-szeresre növekszik a tektonikai korrekció hatására, ami nyilvánvalóan (statisztikailag is) szignifikáns pontosság javulás.



Geo 84/7-5

5. ábra. Két szelvényrészlet normális és fordított mintáinak mágneses középipirányai (konfidencia-körrel) a Fonte del Giordano sorozatból tektonikai korrekció után
- a) 30–131 m, a középipirányok nem esnek egy egyenesbe. A csillag a helyes középipirányt mutatja
- b) 194–276 m, a középipirányok „pontosan” (statistikailag) antiparallelek

Рис. 5. Средние магнитные направления нормальных и обратных образцов (с кругом доверительности) участков двух профилей из серии Фонте дель Джордано после тектонической коррекции

- a) 30–131 м: средние направления не совпадают. Звездочка показывает привальное среднее направление
- b) 194–276 м: средние направления «точно» (статистически) антипараллельны

Fig. 5. Mean directions of normal and reversed samples with α_{95} -confidence circles from two subsections of the Fonte del Giordano sequence after tectonic correction

- a) 30–131 m: the angle between the two mean direction significantly differs from 180° . The asterisk is for the right direction
- b) 194–276 m: the two mean directions are “precisely” (statistically) antiparallel

Következtetések

A fenti vizsgálatok eredményei egybehangzóan arra utalnak, hogy a Maiolica mészkövek termolemágnesezéssel izolált stabil mágnesezettsége primér, vagyis a képződmény sztratifráiai korával datálható. A paleomágneses mérésekkel párhuzamosan elkészült a szelvény paleontológiai (Calpionellid) zonációja is, amely lehetővé tette, hogy a normális és fordított paleomágneses intervallumokat az óceáni mágneses anomáliákból levezetett polaritás-idő skálával korreláljuk [3].

IRODALOM

- [1] Vandenberg, J., Klootwijk, C. T. and Wonders, A. A. H.: The Late Mesozoic movements of the Italian peninsula: further paleomagnetic data from the Umbrian sequence, Bull. Geol. Soc. Am. 89, 133–150, 1978.
- [2] Lowrie, W., Channell, J. E. T. and Alvarez, W.: A review of magnetic stratigraphy investigations in Cretaceous pelagic carbonate rocks. J. Geophys. Res. 85, 3597–3606, 1980.
- [3] Cirilli, S., Márton, P., Vigliotti, L.: Implications of a combined biostratigraphic and palaeomagnetic study of the Umbrian Maiolica formation (előkészületben).

- [4] Márton, E. and Márton, P.: A refined apparent polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean tectonic history. *Tectonophysics*, 98, 43–57, 1983.
- [5] Channell, J. E. T., Freeman, R., Heller, F. and Lowrie, W.: Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 58, 189–201 1982.
- [6] McElhinny, M. W.: *Palaeomagnetism and plate tectonics*. Cambridge University Press, London, 1973.
- [7] Márton, P.: A paleomágneses szerkezetkutatás alapjairól. *Magyar Geofizika*, XVIII/5, 161–165, 1977.
- [8] Dunlop, D. J.: Magnetic Mineralogy of Unheated and Heated Red Sediments by Coercivity Spectrum Analysis. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 27, 37–55, 1972.
- [9] Heller, F.: Rock magnetic studies of Upper Jurassic limestones from southern Germany. *J. Geophys.* 44, 525–543, 1978.
- [10] Strangway, D. W., McMahon, B. E. and Honea, R. M.: Stable Magnetic Remanence in Antiferromagnetic Goethite. *Science*, 158, 785–787, 1967.
- [11] Zijdeveld, J. D.: A.C. demagnetization of rocks. Analysis of results, in: *Methods in Paleomagnetism*, 254–286 eds: Collinson, D. W., Creer, K. M. and Runcorn, S. K., Elsevier New York, 1967.
- [12] Fisher, R. A.: Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. A.*, 217, 295–305, 1953.

Egyesületi hírek

Az MGE Országos Elnöksége 1983. december 19-én megtárgyalta a Tudományos Bizottságnak a magyar geofizikai szaklapokban megjelent legjobb dolgozatok jutalmazására vonatkozó javaslatát. Az alábbiakban ismertetjük a hozott határozatot és annak indoklását.

A szaklapok szerepe igen jelentős a hazai geofizika fejlődésében. Fórumot biztosítanak új tudományos vagy műszaki eredmények publikálására, megismertetik a szélesebb szakmai közönséggel a külföldön kifejlesztett módszereket, ezzel előkészítve azok hazai bevezetését és teret adnak gyakorlati kutatásokkal kapcsolatos tapasztalatok ismertetésére. A szakcikkek szerzőinek munkássága hozzájárul a geofizikai kutatások eredményességéhez és, bár közvetett módon, része van gazdasági eredményeiben is.

Részben e tevékenység elismerése, részben ösztönzése érdekében a Magyar Geofizikusok Egyesülete minden évben jutalmazza a legjobb cikkek szerzőit.

Az *Acta Geodaetica*, *Geophysica* et *Montanistica*, a Geofizikai Közlemények és a Magyar Geofizika szaklapok cikkeit két kategóriában értékeli. Az egyik kategóriába a nemzetközi összehasonlításban is új tudományos vagy műszaki eredményeket tartalmazó cikkek tartoznak, a másikba külföldi kutatási eredményekről, irányzatokról, esetleg azok adaptációjáról, továbbá gyakorlati kutatásokról szóló cikkek, beszámolók sorolhatók. E két nehezen összehasonlítható, de egyaránt fontos csoport cikkeit külön-külön bírálja el a Magyar Geofizikusok Egyesülete Tudományos Bizottsága.

A cikkek értékelése év végén történik, a fenti szaklapoknak az előző év november 1. és a tárgyév október 31. között, évfolyam és kötet számtól függetlenül, ténylegesen megjelent számaiból.

A bíráló bizottság tagjainak cikkei ki vannak zárva az értékelésből.

A jutalmak az egyesület évről-évre közgyűlésén kerülnek átadásra.

A jutalmazott cikkek értékelését a Magyar Geofizika megjelenteti.

Love-típusú telephullámok a Kelvin-Voigt modell alapján*

V I G H D É N E S **

Háromréteges aszimmetrikus földtani modellre vonatkozóan a Kelvin–Voigt test reológiai anyagegyenlete alapján levezetjük a Love típusú telephullámok abszorpciós diszperziós egyenletét. Ez az egyenlet az irodalomból jól ismert számos eredményt visszaad. A diszperziós egyenlet numerikus megoldásait a reális földtani viszonyokat jól közelítő speciális esetekben megadjuk és vizsgáljuk a reológiai paraméterek hatását a hullám diszperziós tulajdonságaira.

На основании реологического уравнения теста Кельвина – Фойхта для трехслойной несимметричной геологической модели выводится уравнение поглощения – рассеяния пластовых волн типа волн Лява. Это уравнение дает несколько хорошо известных в литературе результатов. В работе даются численные решения уравнения рассеяния, хорошо аппроксимирующие реальные геологические условия и исследуется влияние реологических параметров на дисперсионные свойства волны.

The absorption and dispersion equation of the Love type seam waves is derived in the case of a three layered geological model based on the Kelvin–Voigt rheological equation. Numerous well known results can be derived from this equation. Numerical solutions of the equation are calculated in different cases approaching real geological situations and the effect of the rheological parameters to the dispersion character of the waves is discussed.

Bevezetés

A szénbányászatban az egyre nagyobb mennyiségű, és egyre gazdaságosabb termeléshez újabb, modernebb fejtési módszerekre van szükség. Az ezzel együttjáró gépesítéshez szükséges, hogy kellő részletességgel ismerjük a lefejtendő telep településviszonyait, tektonikai zavarait. A kisebb vetőket gyakorlatilag lehetetlen meghatározni a felszínen végzett mérésekből, és a bányabeli fúrások, vágathajtások sem adják meg a megkívánt részletességű információt. Krey 1963-ban új módszert javasolt a széntelepek település viszonyainak tisztázására.

A széntelepben a szeizmikus hullám terjedési sebessége rendszerint kicsi a szomszédos kőzetekéhez viszonyítva. Ha a széntelepet párhuzamos síkokkal határolt lemeznek tekintjük, a lemez határát a kritikusnál nagyobb szögben érő hullámok totális reflexiót szenvednek, így ezek energiája a telepben koncentráldódik. Az ily módon kialakuló hullámot telephullámnak nevezzük.

A telephullámok kutatása napjainkban is intenzíven folyik és időközben a bányaszeizmika részeként a művelés hatékony segítőjévé vált.

A Kelvin-Voigt anyagegyenlet

A kőzetek belső súrlódási folyamatainak leírására a szeizmikus gyakorlatban leginkább a Kelvin–Voigt modell terjedt el. A Hook modellnél ez annyiban általánosabb, hogy a feszültségtenzor kifejezésében deformációs sebességek is szerepelnek.

* 1983-ban visegrádi Ifjúsági Ankéton díjazott előadás

** Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest

A lineárisan rugalmas test anyagegyenlete a feszültségi és deformációs tenzorok kapcsolatát a

$$T_{ik} = 2\mu E_{ik}, \quad T_{ik}^{(0)} = 3K E_{ik}^{(0)}$$

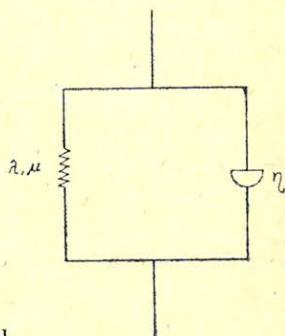
alakban adja meg, ahol T_{ik} , E_{ik} feszültségi és deformációs deviátorok, $T_{ik}^{(0)}$, $E_{ik}^{(0)}$ gömbtenzorok, η torziós modulus, K kompressziós modulus.

A legegyszerűbb disszipációs mechanizmus a belső súrlódás leírására a newtoni folyadék modellje, a Newton test alkalmas.

Ennek feszültség tenzora

$$T_{ik} = 2\eta \dot{E}_{ik}, \quad T_{ik}^{(0)} = 3\xi \dot{E}_{ik}^{(0)},$$

ahol \dot{E}_{ik} , $\dot{E}_{ik}^{(0)}$ a deformációs sebesség deviátor, illetve gömbtenzorok, η a viszkozitási tényező, ξ a térfogati viszkozitási tényező.



1. ábra. A Kelvin – Voigt modell elvi vázlata

Рис. 1. Принципиальная схема Кельвина – Фойхта

Fig. 1. The theoretical scheme of the Kelvin – Voigt model

Geo 84/5-1

A tapasztalat szerint a térfogati viszkozitás jó közelítéssel elhanyagolható $\xi = 0$. Ilyenkor *Navier – Stokes* testről beszélünk, amelynek anyagegyenlete

$$T_{ik} = 2\mu E_{ik}, \quad T_{ik}^{(0)} = 0.$$

A Hook-testből és a Navier – Stokes testből számos összetett reológiai modell képezhető. Ezek közül a legegyszerűbb a *Kelvin-Voigt* test, amely a *Hook*-test és a *Navier – Stokes*-test párhuzamos kapcsolásával állítható elő.

Mivel a párhuzamosan kapcsolt testek mindegyikén ugyanazon deformáció lép fel a *Kelvin – Voigt* test anyagegyenletét a

$$T_{ik} = 2\mu E_{ik} + 2\eta \dot{E}_{ik}$$

$$T_{ik} = 3K \dot{E}_{ik}^{(0)}$$

alakban írhatjuk fel, az egyesített anyagegyenletet pedig:

$$\sigma_{ik} = 2\mu \varepsilon_{ik} + \left(K - \frac{2}{3} \mu \right) \Theta \delta_{ik} + 2\eta \dot{\varepsilon}_{ik} = \frac{2}{3} \eta \dot{\Theta} \delta_{ik}$$

alakú, ahol δ_{ik} a feszültség tenzor, ε_{ik} a deformációs tenzor, Θ a relatív térfogatváltozás, δ_{ik} az egység tenzor.

A Kelvin – Voigt test mozgásegyenlete a mozgásegyenlet monokromatikus síkhullám megoldása

A deformálható kontinuum mozgásegyenlete:

$$\rho \frac{dv_i}{dt} = \rho f_i + \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k},$$

ahol ρ a közeg sűrűsége, v_i a sebesség vektor, f_i pedig a tömegeerő sűrűség vektor i -ik komponense,

$$\frac{dv_i}{dt} = \frac{\partial v_i}{\partial t} + \vec{v} \text{ grad } v_i$$

A továbbiakban a mozgásegyenlet kis amplitúdójú hullám megoldásával foglalkozunk. Ez a feltétel azt jelenti, hogy a szeizmikus hullámban az elmozdulás amplitúdó sokkal kisebb, mint a hullámhossz. Ekkor jó közelítéssel:

$$\frac{dv_i}{dt} \approx \frac{\partial v_i}{\partial t}.$$

A bányaszeizmikus vizsgálatban a hullám által megtett út a Föld sugarához képest természetesen kicsiny, így a mozgásegyenlet megoldásánál a tömegeerők elhanyagolhatók ($f_i = 0$).]

Mivel a Love hullámok transzverzális hullámok, a relatív térfogat változás zérus $\Theta = 0$. Ekkor az anyagegyenlet:

$$\sigma_{ik} = 2\mu \varepsilon_{ik} + 2\eta \dot{\varepsilon}_{ik}$$

a mozgásegyenlet pedig:

$$\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} = \mu \Delta u_i + \eta \Delta v_i \quad (1)$$

alakban írható, ahol u_i az elmozdulás vektor i -ik komponense.

A diszperziós – abszorpciós viszonyok vizsgálata végett nézzük meg először az (1) egyenlet monokromatikus síkhullám megoldását végtelen kiterjedésű közegben.

A megoldást

$$u_i = u_{i0} e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})}$$

alakban keresve (ω a hullám körfrekvenciája, $\vec{k} = k\vec{e}$ a hullámszám, \vec{e} a hullám terjedésének irányába mutató egységvektor)

(1) alapján a következő diszperzió relációt kapjuk [1].

$$k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_0^2} \left(\frac{1}{1 + \omega^2 v^2} - i \frac{\omega v}{1 + \omega^2 v^2} \right) = 0,$$

ahol $\beta_0^2 = \frac{\mu}{\rho}$. Látható, hogy az egyenletet csak komplex hullámszám elégítheti ki, azaz legyen $k = b - ia$.

Ekkor

$$b = \frac{\omega}{\sqrt{2} \beta_0} \sqrt{\frac{1}{1 + \omega^2 v^2} + \sqrt{\left(\frac{1}{1 + \omega^2 v^2}\right)^2 + \left(\frac{\omega v}{1 + \omega^2 v^2}\right)^2}}$$

és

$$a = \frac{\omega}{\sqrt{2} \beta_0} \sqrt{-\frac{1}{1 + \omega^2 v^2} + \sqrt{\left(\frac{1}{1 + \omega^2 v^2}\right)^2 + \left(\frac{\omega v}{1 + \omega^2 v^2}\right)^2}}.$$

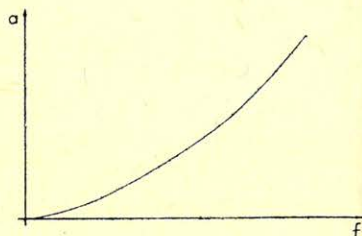
Az elmozdulás így írható fel:

$$i(\omega t - b \vec{e} r) \\ u_i = u_{i0} e^{-a \vec{e} \cdot \vec{r}} \cdot e^{i(\omega t - b \vec{e} \cdot \vec{r})},$$

vagyis a mozgásegyenlet megoldásaként exponenciálisan csillapodó monokromatikus síkhullámot kaptunk.

A csillapodási tényező a , a valós hullámszám pedig $b = \frac{\omega}{v_f}$ ahol v_f a fázissebesség.

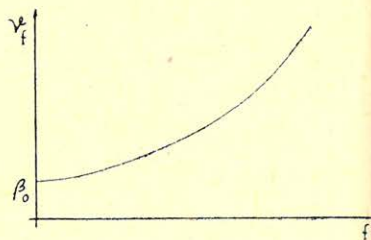
A fázissebesség is abszorpciós tényező, frekvenciafüggésének jellegét a 2. ábra mutatja.



2. ábra. A végtelen kiterjedésű közeg abszorpciós-diszperziós görbéi.

Рис. 2. Кривые поглощения – рассеяния в бесконечной среде

Fig. 2. Absorption-dispersion curves of the medium of infinite extent



Geo 84/5-2

Az $\omega \rightarrow 0$ határesetben a Kelvin – Voigt test a Hook-testre vezethető vissza. Ekkor a diszperziós relációból $a = 0$, $v_f = \beta_0 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ eredmény adódik. Alacsonyfrekvenciák esetén ($\omega v \ll 1$) pedig az $a = \frac{\omega^2 v}{2\beta_0}$, $v_f = \beta_0 \left(1 + \frac{3}{8} \omega^2 v^2\right)$ eredményt kapjuk.

Nagy frekvencián ($\omega v \gg 1$) a diszperziós relációból $a = \sqrt{\frac{\omega}{2\beta_0^2 v}}$, $v_f = \beta_0 \sqrt{2\omega v}$ következik.

A Kelvin–Voigt modell tehát a frekvencia növekedésével végtelenhez tartó abszorpciós tényezőt és fázissebességet ad.

A szeizmikus tapasztalat azonban azt mutatja, hogy a fázissebesség széles frekvencia tartományon belül alig változik. Ez azt jelenti, hogy a modell csak korlátozott frekvencia tartományban használható. A szeizmikus tapasztalattal akkor maradunk összhangban, ha a modellt a korábban tárgyalt alacsony frekvenciás határesetben alkalmazzuk. Pl. ha $v = 5 \cdot 10^{-5} \text{s}$, akkor a szeizmikus szempontból érdekes 800 Hz frekvenciáig a fázissebesség változása 10%-on belül marad, az abszorpciós tényező pedig $0,25 \frac{1}{m}$ értékig növekszik. A későbbiekben

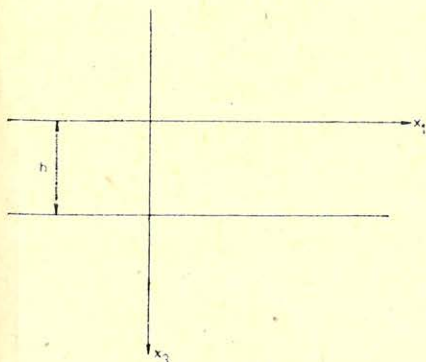
a Kelvin–Voigt modell alkalmazásáról tehát ebben az értelemben beszélünk. A Kelvin–Voigt modellnél általánosabb Poynting–Thompson testre a Love-hullámok abszorpciós-diszperziós relációit a [2] dolgozat közli.

A Love-típusú telephullámok diszperziós egyenlete

Az előző fejezetben tárgyalt monokromatikus síkhullám megoldás csak homogén végtelen kiterjedésű közegben érvényes, a bányaszeizmikában semmiképpen nem használható.

A reális földtani szituáció legegyszerűbb közelítése a három réteges modell, amelyben egy h vastagságú telepet mindkét oldalról végtelen féltér fog közre. A választott modellünket a 3. ábra szemlélteti. A koordináta rendszer x_1 tengelyét, a hullám haladásának irányába vesszük fel, x_3 tengelyét pedig a réteghatárookra merőlegesen irányítjuk. Ekkor az SH típusú hullám elmozdulás vektorának egyetlen komponense van, azaz $\vec{s}(\theta, u, 0)$. A feladat szimmetriája miatt az x -koordináta a megoldásokban explicite nem szerepelhet $\left(\frac{\partial}{\partial x_2} = 0\right)$, így a megoldást $u(x_1, x_3, t) = u(x_3) \cdot e^{i(\omega t - kx_1)}$ alakban kereshetjük. Az $u(x_3)$ függvényt a mozgásegyenlet alapján határozhatjuk meg:

$$\frac{d^2}{dx_3^2} u(x_3) = \left(k^2 - \frac{\omega^2}{\beta^2}\right) u(x_3),$$



3. ábra. A háromréteges földtani modell vázlata

Рис. 3. Схема трехслойной геологической модел

Fig. 3. The scheme of a three layered geological model

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} (1 + i \omega v). \quad (2)$$

A (2) egyenlet általános megoldása az 1,2,3, közegben:

$$\begin{aligned} u^{(1)}(x_3) &= A_1 e^{i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_1^2} - k^2} \cdot x_3} + B_1 \cdot e^{-i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_1^2} - k^2} \cdot x_3} \\ u^{(2)}(x_3) &= A_2 e^{i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot x_3} + B_2 \cdot e^{-i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot x_3} \\ u^{(3)}(x_3) &= A_3 e^{i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_3^2} - k^2} \cdot x_3} + B_3 \cdot e^{-i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_3^2} - k^2} \cdot x_3} \end{aligned}$$

ahol $A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3$ integrációs konstansok. Az állandók meghatározása a peremfeltételek segítségével történik.

Ezek a következők:

1. Az elmozdulás folytonos a határfelületeken:

$$\begin{aligned} u^{(1)}(x_3 = 0) &= u^{(2)}(x_3 = 0) \\ u^{(2)}(x_3 = -h) &= u^{(3)}(x_3 = -h). \end{aligned}$$

2. A feszültség tenzor komponense folytonos a peremfelületeken:

$$\begin{aligned} \sigma_{32}^{(1)}(x_3 = 0) &= \sigma_{32}^{(2)}(x_3 = 0) \\ \sigma_{32}^{(2)}(x_3 = -h) &= \sigma_{32}^{(3)}(x_3 = -h). \end{aligned}$$

A behelyettesítés után kapott homogén lineáris egyenletrendszer triviálistól eltérő megoldásának feltétele az, hogy az egyenletrendszer determinánsa zérus legyen. Ebből a feltételtől a háromrétegű összletben terjedő Love-hullámok komplex diszperziós relációját kapjuk meg:

$$\begin{aligned} e^{2 \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} \cdot h} &= \frac{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} + \mu_3 (1 + i \omega v_3) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_3^2}}}{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} - \mu_3 (1 + i \omega v_3) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_3^2}}} \times \\ &\times \frac{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} + \mu_1 (1 + i \omega v_1) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}}}{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} - \mu_1 (1 + i \omega v_1) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}}}. \end{aligned} \quad (3)$$

Az irodalomból ismert speciális eredmények

A (3) egyenletből a szakirodalomban közölt számos, speciális esetre vonatkozó eredményt kaphatunk meg.

Ha mindhárom réteg lineárisan rugalmas, akkor (3)-ból az:

$$\begin{aligned} & \mu_1 \mu_3 \sqrt{\left(k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}\right) \left(k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_3^2}\right)} - \mu_2^2 \left(\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2\right) \operatorname{tg} \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot h = \\ & = \mu_3 \mu_2 \sqrt{\left(k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_3^2}\right) \left(\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2\right)} + \mu_1 \mu_2 \sqrt{\left(k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}\right) \left(\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2\right)}. \end{aligned} \quad (4)$$

egyenlet adódik.

Ezt az egyenletet elsőként *Ewing, Jardetzky, Press* [3] közölte. Ha az 1,3 közeg torzió mozgását zérusnak választjuk (pl. alul ideális folyadék, felül levegő) akkor a *Press és Ewing*, ill. *Sato* által [3]-ban levezetett

$$\operatorname{tg} \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot h = 0 \quad \text{azaz} \quad \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot h = n \cdot \pi$$

eredményt kapjuk.

Ha az 1 és 3 közeg merev test ($\mu_1 \rightarrow \infty$, $\mu_3 \rightarrow \infty$) akkor a (4) egyenlet:

$$\sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot h = (2n+1) \frac{\pi}{2} \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

eredményre vezet [3].

Ha a harmadik réteg fizikai paramétereit közelítjük az első réteg paramétereireihez, akkor a szimmetrikus határesetet kapjuk meg:

$$\begin{aligned} e^{i \sqrt{\frac{\omega^2}{\beta_2^2} - k^2} \cdot h} &= \frac{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} + \mu_1 (1 + i \omega v_1) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}}}{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} - \mu_1 (1 + i \omega v_1) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}}}. \end{aligned} \quad (5)$$

Ha a rétegeket lineárisan rugalmasnak tekintjük, akkor a következő egyenletet kapjuk, mely a *Krey* által közölt

$$\mu_2 \sqrt{\frac{c^2}{\beta_2^2} - 1} \cdot \operatorname{tg} \frac{kh}{2} \sqrt{\frac{c^2}{\beta_2^2} - 1} = \mu_1 \sqrt{1 - \frac{c^2}{\beta_1^2}}$$

eredményt adja [4].

Ha a 3. réteget vákuumnak tekintjük, visszkapjuk a felszíni szeizmikában használatos felületi hullámok diszperziós relációját:

$$\begin{aligned} e^{2 \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} \cdot h} &= \frac{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} + \mu_1 (1 + i \omega v_1) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}}}{\mu_2 (1 + i \omega v_2) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_2^2}} - \mu_1 (1 + i \omega v_1) \sqrt{k^2 - \frac{\omega^2}{\beta_1^2}}}, \end{aligned}$$

amelynél a lineárisan rugalmas közegnek megfelelő határesetet megvizsgálva megkapjuk a *Love* által levezetett

$$\mu_2 \sqrt{\frac{c^2}{\beta_2^2} - 1} \cdot \operatorname{tg} kh \sqrt{\frac{c^2}{\beta_2^2} - 1} = \mu_1 \sqrt{1 - \frac{c^2}{\beta_1^2}}$$

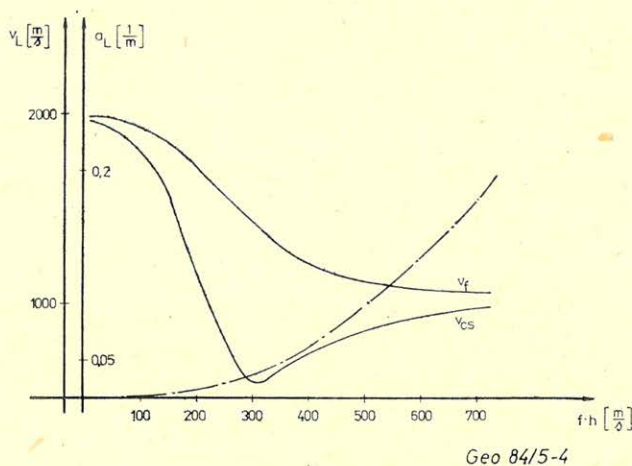
eredményt [5].

Az (5) komplex diszperziós egyenlet numerikusan megoldható. A diszperziós reláció komplex gyökeiből a fázissebességet (v_f), csoportsebességet (v_{cs}) és az abszorpciós tényezőt határozhatjuk meg.

A számításoknál a borsodi szénmedence viszonyait közelítő adatokat vettünk sűrűség arányra 1,25, $\beta_1 = 2000 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, $\beta_2 = 1000 \frac{\text{m}}{\text{s}}$.

A tapasztalat azt mutatja, hogy a testhullám fázissebességének változása széles tartományban néhány %-on belül marad. Hogy ennek a feltételnek eleget tegyünk és a gyakorlat számára is elfogadható abszorpciós tényezőt kapjunk, a reológiai időparamétert 10^{-53} nagyságrendűnek vettük.

Az eredményeket a 4. ábra mutatja, amelyből látható, hogy alacsony frekvencián a fázis, ill. a csoportsebesség görbe β_1 -hez tart, amely az ágyazó közetbeli transzverzális hullám sebessége.



4. ábra. A háromréteges modell abszorpciós-diszperziós görbéi

Рис. 4. Кривые поглощения – рассеяния трехслойной модели

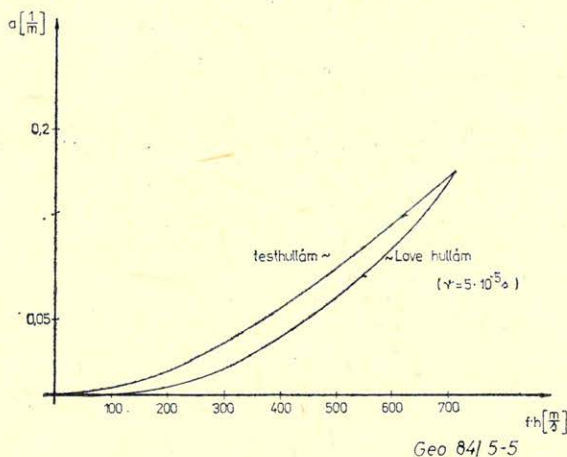
Fig. 4. The absorption-dispersion curves belonging to the three-layered model

Alacsony frekvenciáknál tehát a háromrétegű modellben a hullámterjedési viszonyokat az ágyazó közegek határozzák meg.

Nagy frekvenciák esetén, mind a fázis, mind a csoportsebesség β_2 -höz a telepbeni testhullám sebességéhez tart. Ilyenkor $2 \gg h$, tehát a hullámterjedés szempontjából a csatorna végtelen kiterjedésűnek tekinthető. Mivel a csoportsebesség mindig a fázissebesség görbéje alatt halad, ezért a diszperzió normális. A csoportsebességgörbe azonban határozott minimummal rendelkezik. A minimális csoportsebességhez tartozó frekvenciát Airy-frekvenciának, ill. az ezen frekvenciákhoz tartozó hullámkomponenst Airy-fázisnak nevezzük. Az Airy-frekvencia, ill. az Airy-fázis gyakorlati jelentősége abban van, hogy fölötté a hullám energiája a telepbe szorul és a telepbe elhelyezett geofonok a legnagyobb gerjesztést rendszerint itt kapják.

Mint láttuk a diszperziós reláció gyökei komplexek, a hullámszám képzetes része az abszorpciós tényezőt adja.

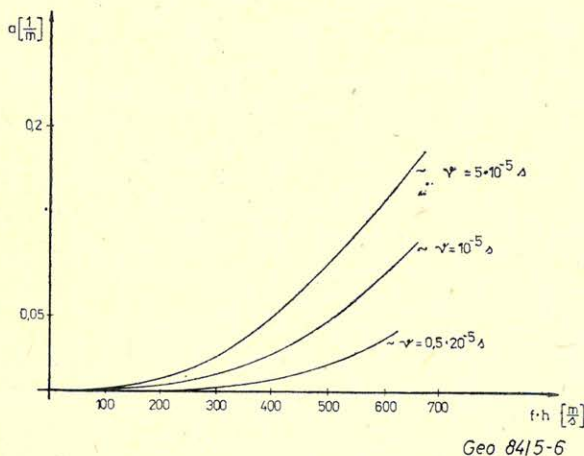
A numerikus eredményeket az 5. ábra mutatja $v = 5 \cdot 10^{-5} s$ reológiai időparaméterek mellett. Látható, hogy alacsony frekvencián az abszorpciós tényező zérushoz tart. Összehasonlításként az ábrán felrajzoltuk a csatorna anyagában terjedő testhullám abszorpciós tényezőjét is (gondolatban a csatornát végtelen kiterjedésűnek feltételezve). Megfigyelhető, hogy a Love-hullám csillapodási tényezője alacsony frekvencián gyorsabban tart zérushoz, mint a testhullám csillapodási tényezője. Ennek az az oka, hogy ilyenkor a telephullám terjedési



5. ábra. A Love-hullám és a testhullám abszorpciós frekvencia függvényei

Рис. 5. Зависимости поглощение — частота для волн Лява и объемных волн

Fig. 5. The absorption as a function of the frequency in the case of the Love and seam waves



6. ábra. Különböző δ időparaméter szerinti abszorpciós görbék

Рис. 6. Кривые поглощения для различных значений параметра времени V .

Fig. 6. Absorption curves in the case of various time parameters

viszonyait az ágyazó közegek határozzák meg, azok pedig ideálisak. Nagy frekvencián a *Love*-hullámok csillapodási tényezője a test hullám abszorpció tényezőjéhez tart. Ez megfelel annak a korábbi megállapításnak, hogy a telephullám terjedési viszonyait magasfrekvencián a csatorna anyaga határozza meg. A csillapodási tényező v paramétertől való függését a 6. ábra mutatja. Látható, hogy az abszorpció tényező a v paramétertől érzékenyen függ.

Összefoglalás

Az előzőekben említett vizsgálatok a *Kelvin–Voigt* modell bányaszeizmikus használhatóságának tartományát mutatják meg, amelyekből kitűnik, hogy a gyakorlat számára ezen intervallumba elfogadható eredményt ad és használhatóságának előnyét még az is adja, hogy egy reológiai paramétert tartalmaz. Ezen eredmények birtokában egy lépéssel előrejuthatunk az egyes területek abszorpció-diszperziós tulajdonságainak vizsgálatában.

IRODALOM

- [1] *Ádám O.*: Szeizmikus kutatás. Tankönyvkiadó, Budapest, 1980.
- [2] *Dobróka M., Ormos T.*: Absorption-dispersion relations for Love Channel waves. *Geophys. Trans.* 1983. Vol. 29. No. 2. pp. 117–127.
- [3] *Ewing, Jardetzky, Press*: Geological Sciences McGraw-Hill, 1953. (pp. 227).
- [4] *Krey, T. C.*: Channel Waves as a Tool of Applied Geophysics. *Geophysics*, 1963, 28., 701. 14.
- [5] Fizikai kézikönyv műszakiaknak I. rész, 4–6. 212. o. Műszaki Könyvkiadó, 1980.

A gerjesztett polarizációs módszer alkalmazása negyedkori homokos-agyagos víztároló összletek kutatásában*

DRASKOVITS PÁL – HOBOT JÓZSEF**

A GP módszer alkalmazhatóságára vonatkozó irodalmi adatok rövid áttekintése után a módszer hazai alkalmazására mutatunk be példát. Fúrólukokban végzett első méréseink szerint a legfontosabb víztároló képződmények polarizálhatóság szempontjából is eltérők. A területi felszíni mérésekből kapott ellenállás és polarizálhatóság térképeket a fúrólukbeli mérések alapján értelmeztük. Megállapítottuk, hogy a vízkutatásban a GP módszer legfőbb előnye az egymáshoz hasonló ellenállású anomáliák megkülönböztetése. Valószínűleg széles körben általánosíthatók a fúrásokkal is igazolt következtetéseink, amelyek szerint törmelékes üledékes összletekben vízbeszerzésre legalkalmasabbak a nagy ellenállással és alacsony vagy közepes polarizálhatósággal jellemezhető kőzetek.

После краткого обзора литературных данных о возможностях применения метода ВП приводятся примеры применения данного метода в Венгрии. По первым измерениям в скважинах важнейшие водоносные формации различаются и с точки зрения поляризуемости. Карты сопротивления и поляризуемости, составленные по наземным работам, были подвергнуты интерпретации на основании данных скважинных измерений. Было установлено, что при разведке на воду важнейшее достоинство метода ВП заключается в различении аномалий, имеющих примерно одинаковое сопротивление. Наши выводы, подтвержденные бурениями, вероятно подлежат обобщению в широком смысле о том, что в обломочных осадочных толщах для получения воды наиболее подходящими являются участки высокого сопротивления и низкой или средней поляризуемости.

After a short review of literature on the applicability of the IP method, a case history will be given demonstrating applications in Hungary of this technique. According to the first down-hole measurements, the main water-bearing formations differ in polarizability, too. Resistivity and polarizability maps, constructed from ground measurements, were interpreted on the basis of down-hole measurements. It was established that the main advantage of the IP method in water prospecting is the differentiation of similar resistivity anomalies. Conclusions, confirmed by drillings, too, can probably be generalized: in clastic sedimentary complexes formations of high resistivity and low or medium polarizability are the most promising for water.

Az utóbbi évtizedben egyre több olyan publikáció jelent meg, amely a korábban szinte kizárólag ércutató módszerként ismert gerjesztett polarizációs módszer vízkutatásban való alkalmazásával foglalkozik. Különböző kutatók számos laboratóriumi és terepi kísérletet végeztek, amelyeknek legfőbb eredménye az volt, hogy a vízkutatásban leggyakrabban előforduló kőzetek eltérő polarizációs tulajdonságokkal rendelkeznek. Mérőműszertől és mérési módszertől gyakorlatilag függetlenül azt kapták, hogy sem a tiszta agyag, sem a tiszta homok, kavicsos homok nem polarizálódik, míg az agyag-homok keverékek, homoklisztek polarizálhatósága néha jelentős. A polarizálhatóság mértéke erősen függ a minta relatív agyagtartalmától. E függés számszerű értékére viszont a különböző szerzőknél igen eltérő adatokat találhatunk: az egyéb körülmények változatlanul tartása mellett maximális polarizálhatóságot észleltek:

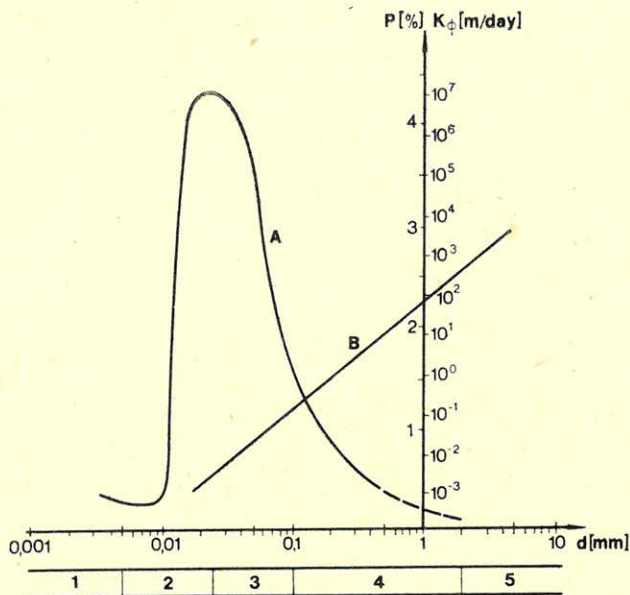
a. 1% montmorillonit és 99% homok, illetve 3% illit és 97% homok keverékénél (Keller, Frishknecht, 1970),

* Elhangzott a 27. Nemzetközi Geofizikai Szimpóziumon, Pozsony, 1982. szeptember.

** M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest.

b. 20% homok és 80% agyag keverékénél (Roy, Elliot, 1980). Az erősen eltérő adatok jól mutatják, hogy a gerjesztett polarizációs jelenség kialakulása és magyarázata körül sok még a tisztázatlan kérdés.

Ismereteink szerint a törmelékes üledékes összletekben észlelhető polarizáció kialakulásában az elektrolitikus és az elektrokinetikus jelenségek dominálnak. Itt nyilván igen lényeges paraméter az uralkodó szemcseméret, amely döntően befolyásolja a pórusok geometriai jellemzőit. A szemcseméret, a filtrációs koefficiens és a polarizálhatóság között fennálló, empirikus úton talált összefüggések közül egyet mutatunk be, szovjet kutatók nyomán (Lipszkaja, Rjapolova, 1970/ 1. ábra). Az összefüggés lényege az, hogy egy bizonyos szemcseméret-tartományban (körülbelül 0,01–0,06 mm átmérő) a polarizálhatóság maximális és innen mind a finomabb, mind a durvább szemcsézettség felé haladva elég gyorsan csökken.



Geo 84/2-1

1. ábra. Összefüggés közetek szemcsemérete (d), filtrációs koefficiense ($K\phi$) és polarizálhatósága (P) között
1 – agyag, 2 – iszap, 3 – homokliszt, 4 – homok, 5 – kavics, A – $P=f(d)$ összefüggés,
B – $K\phi=f(d)$ összefüggés

Рис. 1. Связь между зернистостью (d), фильтрационным коэффициентом ($K\phi$) и поляризуемостью (P) горных пород
1 – глина, 2 – ил, 3 – песочная мука, 4 – песок, 5 – гравий, А – связь $P=f(d)$,
В – связь $K\phi=f(d)$

Fig. 1. Relationship between grain size (d), filtration coefficient ($K\phi$) and polarizability (P) of rocks
1 – shale, 2 – slurry, 3 – sand flour, 4 – sand, 5 – gravel, A – relation $P=f(d)$, B – relation $K\phi=f(d)$

Az irodalmi adatok alapján reálisan várható volt, hogy a különböző víztároló képződmények polarizálhatóságuk alapján is eltérőek lesznek. Vizsgálatainkat fúrólukbeli mérésekkel kezdtük. Először egy ellenállás karotázs szelvényt készítettünk, majd – GP karotázs műszer hiányában – felszíni műszerrel végeztünk pontszerű méréseket. Az alkalmazott *DIAPIR-E* típusú műszerrel egyidejűleg mértük a látszólagos fajlagos ellenállást és a látszólagos polarizálhatóságot; ez utóbbit 8 s gerjesztési és $0,25\text{ s}$ mintavételi idővel. Méréseinkhez szimmetrikus négyelektródás kábelszondát ($A\ 0,5\ M\ 0,5\ N\ 0,5\ B$) használtunk. Az egyik fúrólukban végzett mérésnek egy jellegzetes szakasza látható a 2. ábrán. A tömör karikákkal jelölt pontszerű ellenállás értékek igen jól egyeznek a hasonló hosszúságú potenciálszondával felvett ellenállás karotázs görbével. Az üres karikákkal ábrázolt polarizálhatóság szelvényből az alábbi következtetések vonhatók le:

– legkevésbé polarizálódnak ($P \approx 2\%$) a kis ellenállású ($\rho \approx 10-12\ \Omega\text{ m}$) tiszta agyagok ($50-58\text{ m}, 74-76\text{ m}$);

– közepes ($4-6\%$) polarizálhatósággal rendelkeznek a legnagyobb ellenállású ($\approx 60\ \Omega\text{ m}$) vastag tiszta homokréteg középső szakaszai ($62-68\text{ m}, 94-97\text{ m}$);



Geo 84/ 2-2

2. ábra. Fúrólukbeli ellenállás és polarizálhatóság mérések

1 – ellenállás karotázs görbe, 2 – pontszerű ellenállás mérés eredménye, 3 – pontszerű polarizálhatóság mérés eredménye

Рис. 2. Скважинные измерения сопротивления и поляризуемости

1 – каротажная кривая сопротивления, 2 – результат точечных измерений сопротивления, 3 – результат точечных измерений поляризуемости

Fig. 2. Down-hole resistivity and polarizability measurements

1 – resistivity log, 2 – result of point-like resistivity measurements, 3 – result of point-like polarizability measurements

– legjobban polarizálódnak ($P > 80\%$) a homoklisztek, sűrűn váltakozó vékony homok- és agyagrétegek (78–87 m), valamint a homok-agyag határok (60 m, 70 m, 91 m, 98 m), amelyekre közepes (40–50 Ωm) ellenállás érték jellemző. Feltehető, hogy a 90–98 m közötti homokréteg felső része homoklisztes, esetleg agyaggal szennyezett.

Megemlítjük, hogy az első időszakban több fúrásban végeztünk lyukbeli ellenállás és polarizálhatóság méréseket. Ezek eredménye gyakorlatilag meg-egyeznek a bemutatottakkal.

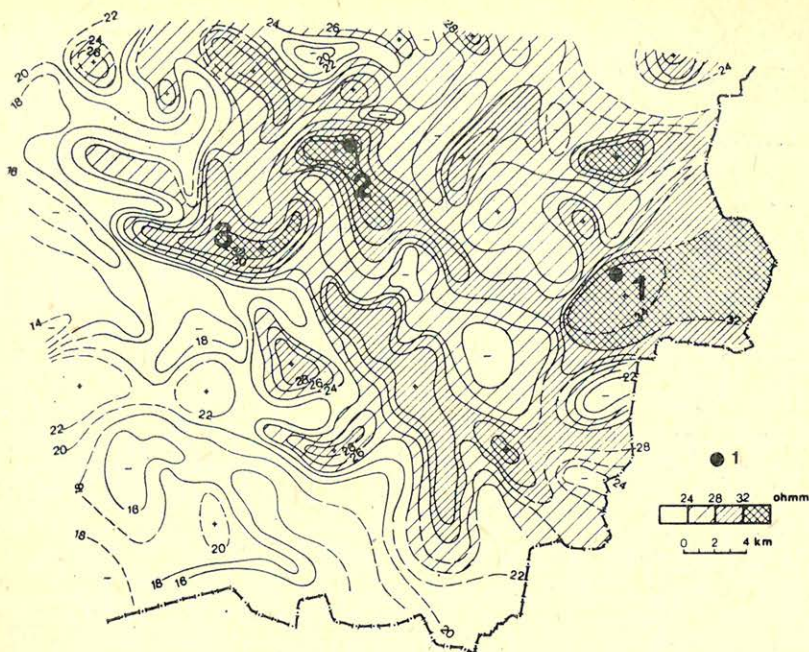
A fúrólyukbeli vizsgálatok után, azok kedvező eredményei alapján azt vizsgáltuk, hogy a különböző összetetek fenti sajátosságai mennyire észlelhetők felszíni mérésekből. A kiválasztott terület földtani felépítése fúrások és korábbi, nem vízkutató geofizikai mérések alapján nagy vonalakban az alábbi. A neogén képződmények alacsony ellenállásuk (anyaguk többnyire agyag, agyagmárga, kisebb mértékben homok) és nagy vastagságuk következtében az elektromos mérésekben megbízható feküösszletként jelentkeznek. A fekü mélysége 300 és 700 m között várható. A felszín és a fekü között szendvics típusú pleisztocén törmelékes, homokos-agyagos üledékek települnek, amelyek a távolabbi medence-peremek felől a vízutánpótlódás biztosításával a fő víztároló összletet alkotják. A kutatás célja az volt, hogy megfelelő sűrűségű mérések alapján részletesen megismerhessük a perspektivikus összlet vastagságát, az elkülöníthető réteg-csoportokat, információkat szerezzünk a rétegsorban előforduló összes porózus réteg relatív mennyiségéről, azaz körvonalazzuk a vízáadásra legalkalmasabb körzeteket.

A területen közel egyenletes sűrűséggel telepítettünk $AB_{\max} = 4000$ m-es ellenállás szondázásokat. A mért görbék igazolták az előzetes várakozásokat. A felszíni rétegek alatt 3 rétegösszletet sikerült elkülöníteni, mivel a pleisztocén összlet egy felső, 20–40 Ωm ellenállású és egy alsó, 9–18 Ωm ellenállású szakaszra volt felbontható. Alattuk 4–7 Ωm értékkel jelentkezett a pannon korú vízzáró fekü.

Néhány korábbi fúrás tanúsága szerint az egész pleisztocén összletre különböző vastagságú homok- és agyagrétegek váltakozása jellemző. A két külön kiértékelhető rétegre való felbonthatóság nyilván azt jelzi, hogy a pleisztocén két szakaszában a porózus rétegek és az agyagok összes mennyisége eltérő, valamint azt, hogy a porózus rétegek átlagos szemcsemérete a felső szakaszban nagyobb. Az egész terület elsőrendű fontosságú vízáadó képződménye a pleisztocén rétegsor felső, nagyobb ellenállású szakasza. Másodrendű, de még határozott víztárolásai perspektívával rendelkezik az alsó pleisztocén összlet. A 4–7 Ωm ellenállású agyagos feküképződményekben nagyobb mennyiségű, gazdaságosan kitermelhető vízkészletekre nem számíthatunk.

A pleisztocén felső összletének fajlagos ellenállása látható a 3. ábrán. Az ellenállás maximumok nyilván azokat a körzeteket jelölik, ahol a felső 100–300 m mélységtartományban a porózus rétegek összes mennyisége, illetve az agyagokhoz viszonyított relatív mennyisége a legtöbb. Vízművek telepítésére várhatóan ezek a körzetek lesznek a legalkalmasabbak.

A területi GP kutatások főbb fázisai az alábbiak voltak. Először – de nem az ellenállásmérések után, hanem azokkal egyidejűleg – a terület különböző pontjain mértünk GP szondázási görbéket, amelyeket a rendelkezésünkre álló álló két- és háromréteges görbeseregek segítségével próbáltunk kiértékelni. Kiderült, hogy a polarizálhatóság réteghatárok az esetek túlnyomó többségében nem esnek egybe ellenállás réteghatárokkal, így az egy bizonyos ellenállású összlet



Geo 84/2-3

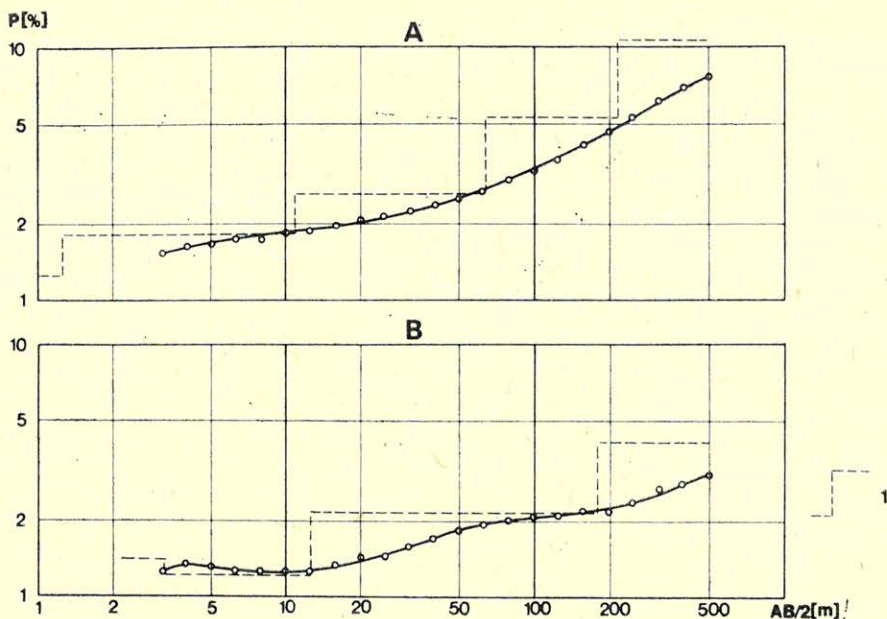
3. ábra. A pleisztocén összlet felső szakaszának fajlagos ellenállása
1 – mélyfúrás

Рис. 3. Удельное сопротивление верхней части плейстоценового комплекса
1 – скважина

Fig. 3. Specific resistivity of the upper part of the Pleistocene complex
1 – drilling

nem jellemezhető egyértelműen egy jellemző polarizálhatóság értékkel. Emiatt csak a legegyszerűbb, ellenállásváltozás nélküli esetre vonatkozó kétréteges görbesereget használhattuk. Másik tényező, hogy a GPS görbék – a VES módszerből kölcsönzött kifejezéssel – ún. A típusúak voltak ($P_1 < P_2 < P_3$). Ez a kis polarizálhatóság-kontrasztokkal együtt lényegesen rontja a P értékek és polarizálhatóság réteghatárok megállapítási pontosságát. Ezeknek a meglehetősen pontatlanul megkapható paramétereknek az értéke nem állt arányban a GP szondázások jóval nagyobb idősükségletével. Mindezek miatt nem terveztünk valamennyi VES ponton GP szondázásokat, viszont szükségesnek láttuk, hogy valamilyen polarizálhatósági információ az ellenállás adatokkal azonos sűrűségben álljon rendelkezésünkre.

Kiértékelés nélkül is látható volt, hogy a monoton emelkedő jelleg valamennyi GPS görbén jelentkezik, az emelkedés meredeksége viszont területenként eltérő (4. ábra). Ezért a mérési pontok túlnyomó többségén GPS helyett 3 kiválasztott AB távolságnál mértük meg a látszólagos polarizálhatóságot. Ezeket az AB távolságokat úgy választottuk meg, hogy a mérések adta információ zömmel a pleisztocén összlet felső, kisebb részben pedig annak alsó szakaszából származzék ($AB = 200 \text{ m}, 320 \text{ m}, 640 \text{ m}$).



Geo 84/2-4

4. ábra. Jellemző GPS görbék

A – a terület középső részén, B – a terület K-i részén, 1 – a GPS görbe kiértékelése

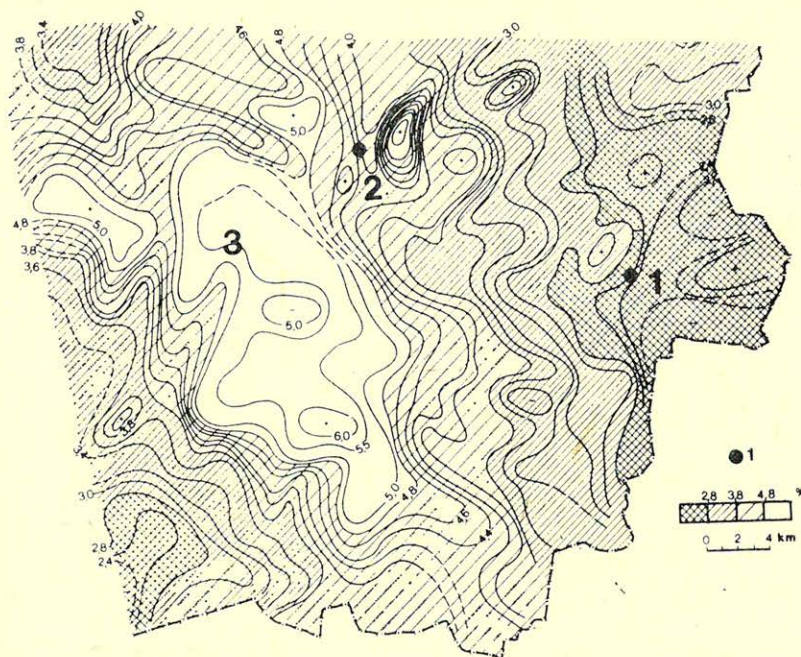
Рис. 4. Характерные кривые зондирования ВП

A – на центральной части, B – на восточной части, 1 – интерпретация кривой зондирования ВП

Fig. 4. Typical IP sounding curves

A – on the middle part, B – on the Eastern part, 1 – evaluation of the IP sounding curve

A feldolgozás során kitűnt, hogy a polarizálhatóság értékek területi eloszlásában határozott rendszeresség észlelhető. Ez a rendszeresség az egyes térképeken hasonló jellegű volt, ezért itt csak az $AB = 640\text{ m}$ -re vonatkozó térképet mutatjuk be (5. ábra). Jól érzékelhető a terület K-i és DNY-i részén a minimum és a folyamatos növekedés a középső nagykiterjedésű maximumig. Érdekesebb azonban, ha együtt vizsgáljuk az ellenállás és polarizálhatóság térképeket. Az ellenállás térképen 1,2,3-mal jelölt anomáliák értéke hasonló, csak kiterjedésükben látható különbség. Ezek az ellenállás alapján hasonlóan ítéltető körzetek a másik paraméter – a polarizálhatóság – szerint már lényegesen különböznek. Nézzük meg újra a 2. ábrát. Látjuk, hogy egy vastag homokréteg belsejében (62–68 m) sokkal kisebb a polarizálhatóság, mint a csak kevéssel alacsonyabb ellenállással jellemezhető, gyakrabban váltakozó homok- és agyagrétegek tartományában (80–87 m). Ha elfogadjuk, hogy az ellenállás maximumokat az okozza, hogy az összetetben levő porózus képződmények összes mennyisége ezekben a körzetekben megnövekedett – márpedig ezt az egyébként is magától értetődőnek tűnő következtetést igen sok fúrás támasztja alá – akkor a fentiek értelmében az is elfogadható, hogy a felszínen észlelhető látszólagos polarizálhatóság értékét az határozza meg, hogy az összetetben az adott mennyiségű poró-



Geo 84/2-5

5. ábra. Látszólagos polarizálhatóság térkép, AB = 640 m
1 – mélyfúrás

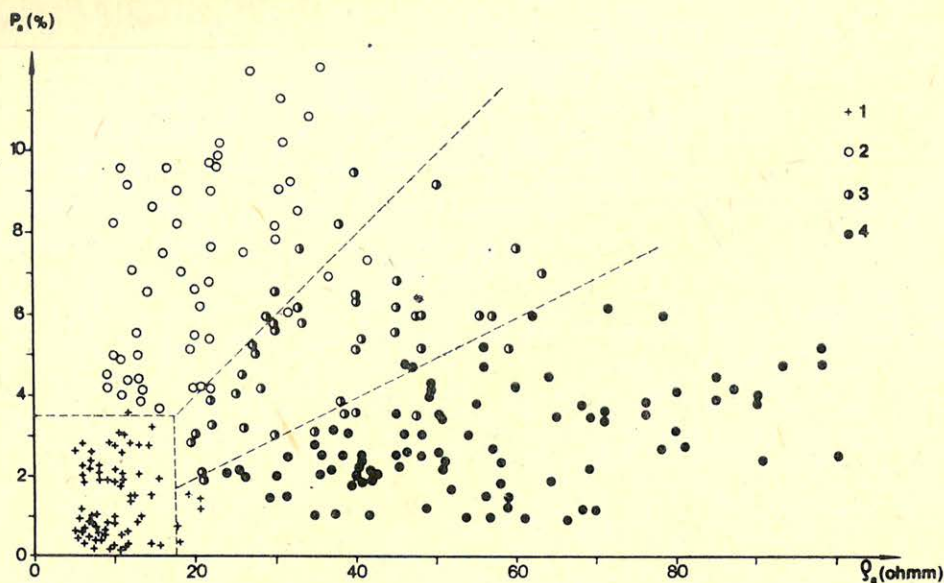
Рис. 5. Карта кажущейся поляризуемости, AB = 640 м
1 – скважина

Fig. 5. Apparent polarizability map, AB = 640 m
1 – drilling

zus képződmények kevesebb, vastag rétegben (alacsony látszólagos polarizálhatóság), vagy több, de egyenként vékonyabb rétegben (magasabb látszólagos polarizálhatóság) fordulnak elő. Nyilvánvaló, hogy vízkitermelés szempontjából az előző eset a kedvezőbb.

A területen a különböző anomáliákra telepítve több fúrás is mélyült, közülük néhányban részletes földtani anyagvizsgálatot is végeztek. Egyik ilyen fúrás tanúsága szerint a felső 150 m-ben gyakran fordulnak elő 10–15 m vastag porózus rétegek. A 150–350 m mélységintervallumban az egyes rétegek vastagsága már csak néhány méter, 350 m alatt csak még vékonyabb rétegek fordulnak elő. A rétegvastagságok ilyen változása a 2. ábra figyelembe vételével jól magyarázza a monoton emelkedő GPS görbék kialakulását.

Valamennyi fúrásban végeztünk pontszerű ellenállás és polarizálhatóság méréseket, amelyeket ρ -P diagram formájában ábrázoltunk. A terület középső és K-i részén levő fúrásokban méréseink igen hasonló eredményeket adtak, ezért ezeket egy összesített diagramon mutatjuk be (6. ábra). Jól látható, hogy a legjobb vízleadó képességű durva homokok és kavicsos homokok nagy ellenállásúak és alacsony polarizálhatóságúak. Az is megfigyelhető, hogy a maximális



Geo 84/2-6

6. ábra. Fúrólyukakban mért ellenállás és polarizálhatóság értékek kapcsolata a terület K-i részén
1 – agyag, 2 – agyagos kőzetliszt, 3 – finom homok, 4 – durva homok, kavics

Рис. 6. Связь между сопротивлением и поляризуемостью, измеренными в скважинах на восточной части

1 – глина, 2 – глинистая каменная мука, 3 – мелкий песок, 4 – крупный песок, гравий

Fig. 6. Down-hole polarizability vs resistivity on the Eastern part
1 – shale, 2 – shaly rock flour, 3 – fine sand, 4 – coarse sand, gravel

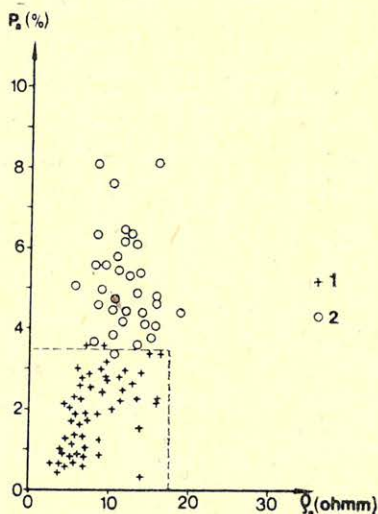
7. ábra. Fúrólyukakban mért ellenállás és polarizálhatóság értékek kapcsolata a terület Ny-i peremén
1 – agyag, 2 – kőzetliszt

Рис. 7. Связь между сопротивлением и поляризуемостью, измеренными в скважине на западном краю

1 – глина, 2 – каменная мука

Fig. 7. Down-hole polarizability vs resistivity on the Western border

1 – shale, 2 – rock flour

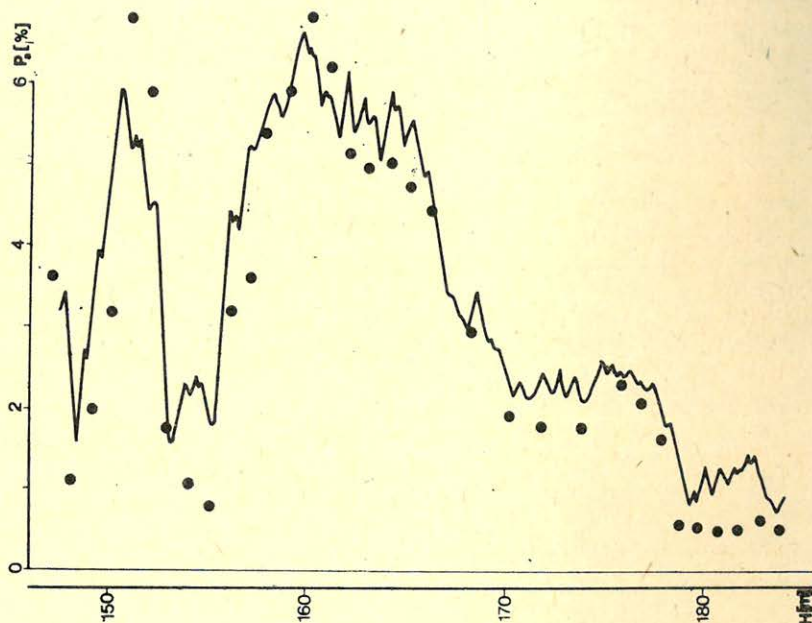


Geo 84/2-7

polarizálhatóság értékekhez minden esetben közepes ellenállás tartozik. Ezek a helyek a fúrások és a karotázs mérések szerint kevésbé jó vízadók. A terület Ny-i szegélyén, ahol a felszíni mérések szerint már sokkal kevésbé számíthatunk jó vízadó rétegekre, a lemélyített fúrásban végzett méréseink hasonló diagramja látható a 7. ábrán. Ez a grafikon kétségtelenül bizonyítja, hogy a felszíni mérések értelmezése helyes volt, a kedvező vízadó rétegek itt már kiékelődtek.

A fúrásokban végzett próbaszivattyúzások megerősítették azon következtetésünket, hogy a K-i terület rész vízperspektívája a legkedvezőbb. A 2. anomálián mélyített fúrásból maximálisan 1000 lit/perc vízmennyiséget lehetett kivenni, az 1. anomálián levő fúrásnál a maximálisan kivett víz mennyisége 3000 lit/perc volt.

Miután láttuk, hogy a polarizálhatóság mérések a vízkutatásban hasznos többletinformációkat adtak, az ELGI-ben elkezdtek egy karotázs műszer kifejlesztését. A folyamatos mérésekhez természetesen egész más gerjesztési és mintavételi idők szükségesek. A karotázs műszer első megépített változatában 200 ms gerjesztési időt és az első 100 ms-ban integrális mintavételt alkalmaztak. Igen érdekes, hogy a gerjesztési és mintavételi idők jelentős eltérése ellenére a folyamatos és a pontszerű mérések nagyon jó összhangban vannak (8. ábra).



Geo 84/2-8

8. ábra. Felszíni műszerrel fúrólukban mért polarizálhatóság értékek és folyamatos GP karotázs görbe összehasonlítása

Рис. 8. Сравнение поляризуемости, измеренной в скважине поверхностным прибором, с непрерывной кривой каротажа ВП

Fig. 8. Comparison of down-hole polarizability values, measured with surface equipment, and IP log

Az elmondottakat összefoglalva úgy véljük, hogy a *GP* módszer sikerrel alkalmazható a törmelékes üledékes összletek vízföldtani célú kutatásában. Fő előnyének azt tarjuk, hogy a polarizálhatóság egyidejű mérésével a hasonló ellenállás anomáliák megkülönböztethetők, gyakran rangsorolhatók. A bemutatott példák alapján úgy ítéljük, hogy a hasonló földtani felépítésű törmelékes üledékes összletekben vízbeszerzésre legalkalmasabbak a nagy ellenállással és alacsony vagy közepes polarizálhatósággal jellemezhető körzetek.

IRODALOM

- V. Vacquier, C. R. Holmes et al.: Prospecting for Groundwater by Induced Electrical Polarization. *Geophysics* 22, July 1957. p. 660 – 687.
- G. V. Keller, F. C. Frishknecht: *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press. 1970.
- K. K. Roy, M. M. Elliott: Model Studies on Some Aspects of Resistivity and Membrane Polarization Behaviour over a Layered Earth. *Geophysical Prospecting*, October 1980. p. 759 – 775.
- Lipszkaja, Rjapolova: Primenenie metoda vüzsannoj poljarizacii pri inzsenerno-geologicseszkij izüszkanijah. V szbornike: „Primenenie Geofizicseszkij metodov pri gidrogeologicseszkij i inzsenerno-geologicseszkij iszsledovanijah”. Moszkva, 1970.
- Draskovits Pál, Hobot József: *A Maros hordalékkúp geofizikai kutatása*. Budapest, 1982. ELGI adattár (kézirat).

Totális földmágneses anomáliák vertikális földmágneses anomáliává transzformálása

KIS KÁROLY*

A tanulmány totális mágneses anomáliák vertikális mágneses anomáliává transzformálására mutat be eljárást. Ismerteti a transzformáció átviteli függvényét. Sávszűrővel csonkított átviteli függvényből inverz Fourier-transzformációval határozza meg a transzformációt tértartományban végrehajtó együtthatókat. A bemutatott együtthatókkal végzett konvolúció a vertikális mágneses anomália sávszűrt változatát szolgáltatja. A kidolgozott eljárást modellszámítás és terepi példa illusztrálja.

В настоящей работе описывается процесс вычисления вертикальной компоненты магнитного поля из значений полного магнитного поля. Прежде всего определяется передаточная функция предлагаемой процедуры. Затем производится усечение этой передаточной функции с помощью полосового фильтра. Коэффициенты, которые образуют двумерную весовую функцию цифрового фильтра и которые являются конволютными с данными полного поля, получаются при помощи обратного преобразования Фурье. Результат конволюции дает отфильтрованные с помощью полосчатого фильтра вертикальные магнитные аномалии. Предложенная процедура проиллюстрирована как с помощью модельных расчетов, так и на полевых примерах.

The present paper describes a procedure for calculating the vertical magnetic field component from total magnetic field. First the transfer function of the suggested procedure is derived. The transfer function is then truncated by a band-pass filter. The coefficients, which from the two-dimensional weight function of a digital filter and are to be convolved with the total field data, obtained by inverse Fourier transform. The result of the convolution gives the band-pass filtered vertical magnetic anomalies. The suggested procedure is illustrated by model calculation and a field example.

Bevezetés

A mágneses anomáliák feldolgozásakor adódhat olyan feladat, amely a totális mágneses anomáliák vertikális mágneses anomáliává transzformálását igényli. Ilyen feladat akkor merülhet fel, ha a jelenlegi mágneses kutatási gyakorlatban kiterjedten használt totális anomáliákat kívánjuk összehasonlítani a korábban rendszeresen mért vertikális mágneses anomáliákkal.

A feladat megoldását tárgyalja Hughes és Pondrom (1947) cikke, ezt a tanulmányt ismerteti Grant és West (1965) könyve. Hughes és Pondrom eljárása a totális mágneses anomáliákat térfrekvencia tartományban transzformálja vertikális mágneses anomáliává. Az anomáliák átalakításához szükséges a mért totális földmágneses anomáliák Fourier-transzformáltjának meghatározása. A numerikus Fourier-transzformáció végrehajtásakor simítás felhasználását javasolják. Hughes és Pondrom eljárása a bemutatott összefüggések alapján kissé nehezen alkalmazható, a számítások időigényesek. A számítási idő csökkenthető, ha a Fourier-transzformáció elvégzésére az FFT algoritmust használják.

A transzformáció átviteli függvényének és súlyfüggvényének meghatározása

Ha a mágneses anomáliát létrehozó v térfogatú test \mathbf{J} mágneses polarizáció vektora homogén, akkor az a J abszolútértékkel és az s egységvektorral jelle-

* ELTE Geofizikai Tanszék

mezhető. Ekkor a test által létrehozott mágneses tér $Z(x, y, z)$ vertikális összetevőjét a

$$Z(x, y, z) = \frac{J \mu_0}{4\pi} \frac{\partial^2}{\partial z \partial s} \int \int \int_{(v)} \frac{dx' dy' dz'}{((x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2)^{1/2}} \quad (1)$$

összefüggés szolgáltatja, ahol μ_0 a vákuum mágneses permeabilitása. A levezetett összefüggések a geofizikai gyakorlatnak megfelelően olyan Descartes-féle koordinátarendszerben érvényesek, amelynek x -tengelye az északi irányba, y -tengelye keleti irányba, z -tengelye a helyi függőleges irányában, lefelé mutat. Az s egységvektor irányú deriváltra érvényes a

$$\frac{\partial}{\partial s} = L \frac{\partial}{\partial x} + M \frac{\partial}{\partial y} + N \frac{\partial}{\partial z} \quad (2)$$

összefüggés, ahol L, M, N az s egységvektor iránykoszinuszait jelölik. Jelölje β az s egységvektor vízszintes vetületének az x -tengellyel, α a vízszintes vetületnek az egységvektorral alkotott szögét, akkor

$$\begin{aligned} L &= \cos \alpha \cos \beta \\ M &= \cos \alpha \sin \beta \\ N &= \sin \alpha. \end{aligned} \quad (3)$$

A további számítások az (1) összefüggéssel adott vertikális összetevő Fourier-transzformáltjának meghatározását igénylik. Ilyen típusú feladat megoldását több dolgozat tárgyalja (pl. *Bhattacharyya, 1965, 1966, 1967*). Ezekben a dolgozatokban idézett összefüggések felhasználásával meghatározhatjuk a $Z(f_x, f_y)$ Fourier-transzformáltat a $z = 0$ helyen:

$$\begin{aligned} Z(f_x, f_y) &= \pi J \mu_0 (N(f_x^2 + f_y^2)^{1/2} + j(Lf_x + Mf_y)) \\ &\int \int \int_{(v)} e^{-j2\pi(f_x x' + f_y y')} e^{-2\pi z'(f_x^2 + f_y^2)^{1/2}} dx' dy' dz', \end{aligned} \quad (4)$$

ahol f_x az x -tengely irányú, f_y az y -tengely irányú térfrekvenciát jelöli.

Az előzőekkel azonos v térfogatú test által létrehozott $T(x, y, z)$ totális mágneses tér:

$$T(x, y, z) = \frac{J \mu_0}{4\pi} \frac{\partial^2}{\partial t \partial s} \int \int \int_{(v)} \frac{dx' dy' dz'}{((x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2)^{1/2}} \quad (5)$$

ahol

$$\frac{\partial}{\partial t} = l \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z}. \quad (6)$$

A t egységvektor irányú deriválásban szereplő l, m, n iránykoszinuszok kifejezhetők a földi mágneses tér D mágneses dieklinációjával és az I mágneses inklinációjával:

$$\begin{aligned} l &= \cos I \cos D \\ m &= \cos I \sin D \\ n &= \sin I. \end{aligned} \quad (7)$$

Az előző számításokhoz hasonlóan meghatározható az (5) összefüggéssel adott totális mágneses tér Fourier-transzformáltja a $z = 0$ helyen:

$$T(f_x, f_y) = \pi \mu_0 J (N(f_x^2 + f_y^2)^{1/2} + j(Lf_x + Mf_y)) \times (n(f_x^2 + f_y^2)^{1/2} + j(lf_x + mf_y)) \quad (8)$$

$$\times \frac{1}{(f_x^2 + f_y^2)^{1/2}} \int \int \int_{(v)} e^{-j2\pi(f_x x' + f_y y')} e^{-2\pi z'(f_x^2 + f_y^2)^{1/2}} dx' dy' dz'.$$

A (4) és (8) Fourier-transzformáltakról megállapítható, hogy homogén mágneses polarizáció vektor esetén az összefüggésekben szereplő térfogati integrál csak a ható geometriáját rögzítő paraméterektől függ, a mágneses irányoktól független.

A lineáris rendszerek analízisében alkalmazott elveknek megfelelően egy transzformációs művelet egyértelműen megtervezhető térfrekvencia, vagy tértartományban. Határozzuk meg térfrekvencia tartományban annak a műveletnek az átviteli függvényét, amely a totális teret a mágneses tér vertikális komponensévé transzformálja. A számítás a következő feltételek mellett érvényes: ugyanazon ható által létrehozott mágneses tér totális és vertikális komponensét vizsgáljuk (az (1) és (5) térfogati integrálást azonos térfogatra kell kiszámítani); a ható mágneses polarizációja homogén, azaz a J abszolútértékkel és az s egységvektorral jellemezhető. A keresett művelet átviteli függvényét jelölje $S_z(f_x, f_y)$. Ekkor

$$Z(f_x, f_y) = S_z(f_x, f_y) T(f_x, f_y). \quad (9)$$

A (4) és (8) Fourier-transzformáltak ismeretében az $S(f_x, f_y)$ átviteli függvényére az

$$S_z(f_x, f_y) = \frac{(f_x^2 + f_y^2)^{1/2}}{n(f_x^2 + f_y^2)^{1/2} + j(lf_x + mf_y)} \quad (10)$$

eredmény adódik. Az $S_z(f_x, f_y)$ átviteli függvényről megállapítható, hogy formailag megegyezik a mágneses tér vertikális összetevőjét az északi mágneses pólusra redukáló művelet átviteli függvényével (Kis, 1981).

A (10) átviteli függvénynek a későbbi számítások szempontjából fontos tulajdonságainak vizsgálata megtalálható jelen szerző tanulmányaiban (Kis, 1981, 1983(b)). A (10) átviteli függvényben szereplő l, m, n iránykoszinuszok értékének ismeretét feltételezni fogjuk. A transzformáció tértartományban végrehajtott együtthatók – a digitalizált súlyfüggvény – nem határozhatók meg a (10) átviteli függvény inverz Fourier-transzformációval, mivel az véges szakadással rendelkezik az $f_x = f_y = 0$ helyen. Az átviteli függvény véges szakadásának megszüntetése érdekében, illetve a nagyfrekvenciák tartományában bekövetkező kiemelés csökkentése miatt csonkítófüggvényt kell használni. Csonkítófüggvényként a hazai gravitációs és mágneses gyakorlatban rendszeresen használt Meskó (1979) által bevezetett sávszűrőt használtuk az $m_1 = 9$, $m_2 = 3$ paraméterekkel. Az 1. táblázat azokat az együtthatókat tartalmazza, amelyekkel végrehajtott konvolúció a mért totális mágneses tér vertikális összetevővé transzformált értékeit stoltgáltatja. Az együtthatók kiszámításakor a (7) iránykoszinuszokba $I = 60^\circ$, $D = 0^\circ$ értékeket helyettesítettük be. A konvolúció eredménye a csonkítófüggvényként alkalmazott sávszűrő miatt a ver-

tikális összetevő sávszűrő változatát szolgáltatja. Az 1. táblázat szimmetria okból csak az együtthatók felét tartalmazza, a táblázat első oszlopa a vertikális szimmetriatengely. Az együttható rendszer mérete 15×15 . Az együtthatók meghatározásának részletei megtalálhatók jelen szerző egy másik tanulmányában (Kis, 1983(a)). Megjegyezzük, hogy hasonló módon vezethető le a mágneses tér különböző komponenseit egymásba transzformáló műveletek átviteli függvénye.

1. táblázat – Таблица – Table

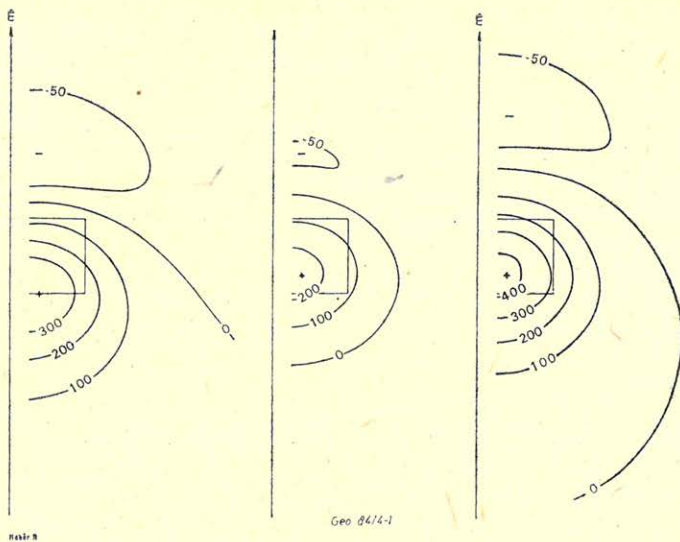
-0,0013	-0,0013	-0,0013	-0,0012	-0,0009	-0,0007	-0,0005	-0,0003
-0,0028	-0,0027	-0,0026	-0,0023	-0,0017	-0,0012	-0,0008	-0,0005
-0,0040	-0,0043	-0,0045	-0,0041	-0,0031	-0,0020	-0,0012	-0,0006
-0,0051	-0,0060	-0,0072	-0,0068	-0,0051	-0,0032	-0,0018	-0,0009
0,0028	-0,0026	-0,0096	-0,0104	-0,0077	-0,0046	-0,0024	-0,0011
0,0494	0,0211	-0,0102	-0,0147	-0,0105	-0,0060	-0,0030	-0,0014
0,2016	0,0979	-0,0064	-0,0190	-0,0129	-0,0070	-0,0032	-0,0015
0,2563	0,1188	-0,0117	-0,0219	-0,0135	-0,0070	-0,0031	-0,0015
0,0691	0,0165	-0,0263	-0,0208	-0,0118	-0,0059	-0,0026	-0,0011
-0,0270	-0,0286	-0,0243	-0,0154	-0,0086	-0,0043	-0,0018	-0,0007
-0,0212	-0,0192	-0,0144	-0,0093	-0,0053	-0,0026	-0,0010	-0,0003
-0,0100	-0,0092	-0,0072	-0,0047	-0,0027	-0,0012	-0,0005	-0,0001
-0,0046	-0,0041	-0,0031	-0,0020	-0,0011	-0,0004	-0,0001	0,0000
-0,0011	-0,0011	-0,0010	-0,0006	-0,0003	-0,0001	0,0000	0,0001
-0,0006	-0,0004	-0,0002	0,0000	0,0000	0,0001	0,0001	0,0001

Modellszámítás

A módszer illusztrálására a következő modellszámítás szolgál. Tekintsünk vertikális oldallapokkal határolt $300/4\pi \text{ Am}^{-1}$ mágneses polarizációval rendelkező prizmat. A prizma keresztmetszete $4000 \text{ m} \times 6000 \text{ m}$, fedőlapjának mélysége 5000 m , alapjának mélysége 6000 m . A prizma mágneses polarizációjának irányát az α és β szögek jellemzik, értékük 60° , illetve 0° . A prizma totális mágneses terét, illetve mágneses terének vertikális komponensét a Whitehill (1973) által adott (3. és 1c) képletek segítségével számítottuk ki. Az 1. ábra bal oldalán a fenti paraméterekkel rendelkező prizma totális mágneses tere, az ábra jobb oldalán ugyanazon prizma mágneses terének vertikális komponense látható. Az 1. ábrán szimmetria okból mindig csak a kialakult tér felét mutatjuk be. Az ábra középső részén a vertikálissá transzformált totális mágneses tér látható. Lényeges megemlíteni, hogy – a transzformáció tulajdonságaiból adódóan – a vertikálissá transzformált totális tér megegyezik az ábra jobb oldalán bemutatott vertikális komponens sávszűrt változatával.

Heves – Jászjákóhalma II. kutatási terület

Végezetül a kidolgozott eljárás alkalmazását mutatjuk be mérési adatok feldolgozásakor. A Geofizikai Kutató Vállalat Gravitációs és Földmágneses Osztálya négyzetháló mentén 500 m -es mintavételi távolsággal totális földmágneses méréseket végzett a Heves – Jászjákóhalma II. kutatási területen. Ezeknek a méréseknek az adatai, továbbá a kutatási területre vonatkozó ΔZ anomáliák álltak rendelkezésre a számításokhoz. Ez a két térkép látható a 2. ábra felső sorában. Az ábra alsó sorában a totális mágneses anomáliák vertikális



1. ábra. Prizma totális mágneses tere (bal oldalon), a vertikális összetevővé transzformált totális tér (középen), prizma mágneses tereinek vertikális összetevője (jobb oldalon). Az ábra feltünteteti a prizma helyét is. Az izovonalak egysége: nT

Рис. 1. Полное магнитное поле призматического тела (слева), вертикальное магнитное поле, рассчитанное из полного магнитного поля (в середине), вертикальное магнитное поле того же самого призматического тела (справа). Изолинии даются в единицах нТ

Fig. 1. Total magnetic field of a prismatic body (left), vertical magnetic field, calculated from the total magnetic field (middle), vertical magnetic field of the same prismatic body (right). Isolines are given in nT.

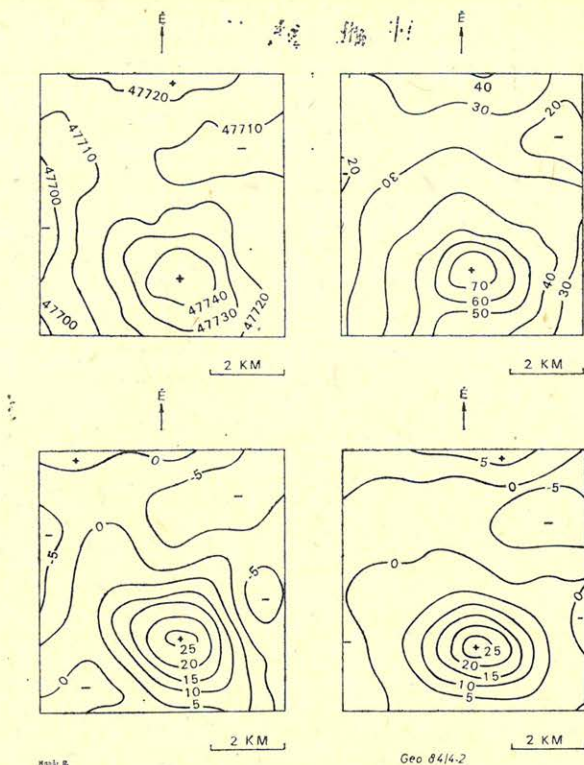
anomáliává transzformált változata, mellette a ΔZ anomáliák sávszűrt változata látható. Megállapítható az alsó sorban bemutatott anomália térképek hasonlósága: a maximumok azonos értékűek, helyzetük azonos, az anomáliák alakja hasonló.

* * *

A szerző köszönetét fejezi ki Kovács Ferenc osztályvezetőnek (GKV) a módszer kipróbálásához szükséges adatok átadásáért.

IRODALOM

- Bhattacharyya, B. K.: Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, Vol. 30, No. 5, P. 829–857, 1965.
- Bhattacharyya, B. K.: Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, Vol. 31, No. 1, P. 97–121, 1966.
- Bhattacharyya, B. K.: Some general properties of potential fields in space and frequency domain: a review. *Geoexploration*, Vol. 5, P. 127–143, 1967.
- Grant, F. S., West, G. E.: *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Book Company, 1965.
- Hughes, D. S., Pondrom, W. L.: Computation of vertical magnetic anomalies from total magnetic field measurements. *Am. Geophys. Union Trans.* Vol. 28, P. 193–197, 1947.
- Kis, K.: Transfer properties of reduction of the magnetic anomalies to the magnetic pole and to the magnetic equator. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica*, Tom XXIII. P. 75–88, 1981.



2. ábra. Heves – Jászjákóhalma II. kutatási terület totális mágneses anomália térképe (bal felső ábra), vertikális anomália térképe (jobb felső ábra), a totális mágneses anomáliák vertikális összetevővé transzformált változata (bal alsó ábra), a jobb felső ábrán bemutatott vertikális anomália térkép sávszűrt változata (jobb alsó ábra). Az izovonalak egysége: nT.

Рис. 2. Аномалии полного магнитного поля района геофизических исследований Хевеш – Ясъякохалма II (слева сверху), вертикальные магнитные аномалии того же самого района (справа сверху), вертикальные магнитные аномалии, рассчитанные из значений полного поля, изображенного сверху слева (слева внизу), отфильтрованные с помощью полосчатого фильтра вертикальные магнитные аномалии, рассчитанные из вертикальных магнитных аномалий, показанных справа сверху (справа внизу). Изолинии даются в единицах нТ.

Fig. 2. Total magnetic field anomalies of Heves – Jászjákóhalma II prospecting area (upper left), vertical magnetic anomalies of the same area (upper right), vertical magnetic anomalies calculated from the total field, shown on the upper left (lower left), band-pass filtered vertical magnetic anomalies calculated from the vertical magnetic anomalies, shown on the upper right (lower right). Isolines are given in nT.

Kis, K.: Derivation of coefficients reducing magnetic anomalies to the magnetic pole and to the magnetic equator. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Hung. Vol. 18 (1–2), pp. 173–186, 1983(a).

Kis K.: Vertikális földmágneses anomáliák északi mágneses pólusra redukálása és a redukálás paramétereinek Poisson-féle összefüggésen alapuló becslése. Magyar Geofizika, XXIV. évf. 3. sz., 81–96 o., 1983(b).

Meskó, A.: Gravity interpretation and filter theory design and application of low-pass, high-pass and band-pass filters. Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica, Tom 13, P. 67–80, 1970.

Whitehill, D. E.: Automated interpretation of magnetic anomalies using the vertical prism model. Geophysics, Vol. 38, No. 6, P. 1070–1087, 1973.

Pszeudo akusztikus impedancia szelvény analízis, karotázs adatok felhasználásával

SZULYOVSKY IMRE*

Megvizsgáltuk egy valódi szeizmikus szelvény, a belőle számolt pszeudo akusztikus impedancia szelvény (seislog) és a közelben mért karotázs adatokból számolt szeizmikus modell seislog kapcsolatát.

Az összehasonlítás jó korrelációt mutat a valódi és a modell seislog között.

A vizsgálat bemutatja, hogy bizonyos esetekben a szűk szeizmikus frekvenciasávban információt adó seislog az időszelvénynél alkalmasabb lehet finom szerkezetek kimutatására. A produktív területen végzett analízis ilusztrálja a szeizmikus és karotázs adatok együttes interpretációjának lehetőségét és a seislogok használatát.

Изучалась связь между полевым сейсмическим разрезом, полученным по нему разрезом ПАК («seislog») и кривой акустического каротажа, вычисленной по каротажным данным, измеренным в близлежащей скважине. При сравнении отмечается хорошая корреляция между полевыми и модельными результатами.

Показано, что в определенных случаях профиль ПАК, дающий информацию в узкой полосе частот сейсмических волн, может оказаться более эффективным для выявления тонких структур по сравнению с временными разрезами. Возможности совместной интерпретации сейсмических и каротажных данных, а также использования ПАК иллюстрируются на результатах анализа, проведенного в продуктивном районе.

The relation between a seismic section, the pseudoacoustic impedance section computed from it ("seislog") and a synthetic seislog computed from the well-log data from a close-by borehole has been investigated. The results show a fair correlation between the real and synthetic seislogs.

The analysis made in a productive area shows that in certain cases the band-pass seislog could be more suitable for the study of the fine structures than the time section. Possibilities for the joint interpretation of the seismic and well-log data are pointed out.

Bevezetés

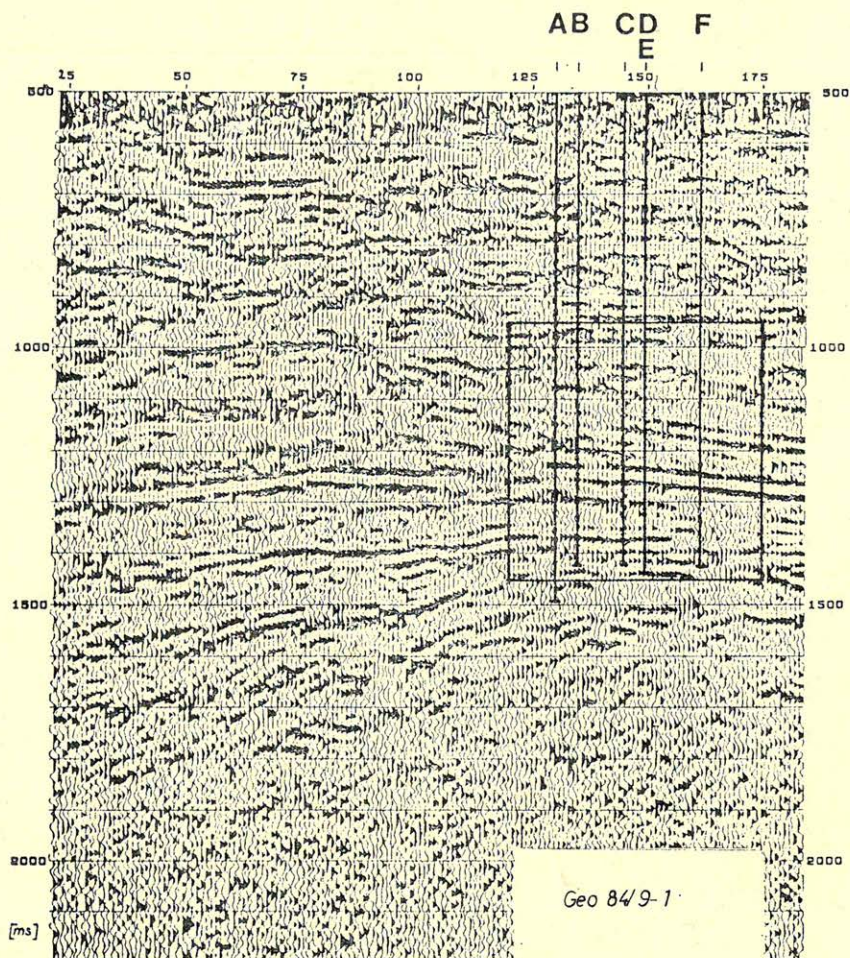
Az amplitúdómegőrző feldolgozáshoz kapcsolódva az utóbbi években többféle inverziós eljárás fejlődött ki. Céljuk a szeizmikus szelvény minden csatornájából visszaállítani annak az akusztikus impedancia lognak egy közelítését, amit az illető csatorna vonatkoztatási pontjában mélyített fúrólukban mérhetnénk.

Legelterjedtebben a rekurziós inverziós technikát használják [1]. Népszerűségét annak köszönheti, hogy számítása egyszerű, gyors, ennélfogva olcsó és minimális előzetes információt igényel. (Szokásos elnevezése pszeudoakusztikus impedancia szelvény, Seislog, Synlog, Velog, Pszeudo log, Seismic log stb.)

Természetesen azt az információmennyiséget, amit a karotázs szelvény tartalmaz a maga 20 cm-kénti mintavételezésével, a szeizmikától nem várhatjuk. A maximum amit kaphatunk, a szeizmikus frekvenciasávban szűrt akusztikus impedancia csatorna egy jó közelítése — ezt is csak akkor, ha a szeizmikus anyag minősége kifogástalan.

A seislog előállítása a szeizmikus szelvényből nem rejt magában nehézségeket. Az azonban nincs kellőképpen tisztázva és ellenőrizve, hogy a szeizmikus anyagban mindig jelenlevő zajok hogyan befolyásolják a művelet megbízható-

* Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest



1. ábra. Szeizmikus szelvény

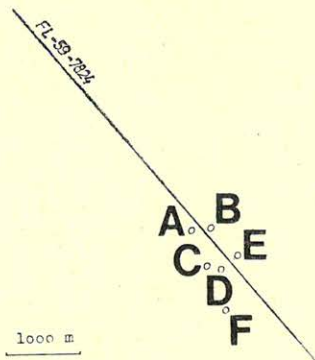
Рис. 1. Сейсмический профиль

Fig. 1. Seismic section

2. ábra. Fúrópontok és a szeizmikus szelvény terítésvonalala

Рис. 2. Схема расположения скважин и сейсмического профиля

Fig. 2. Well locations and the seismic line



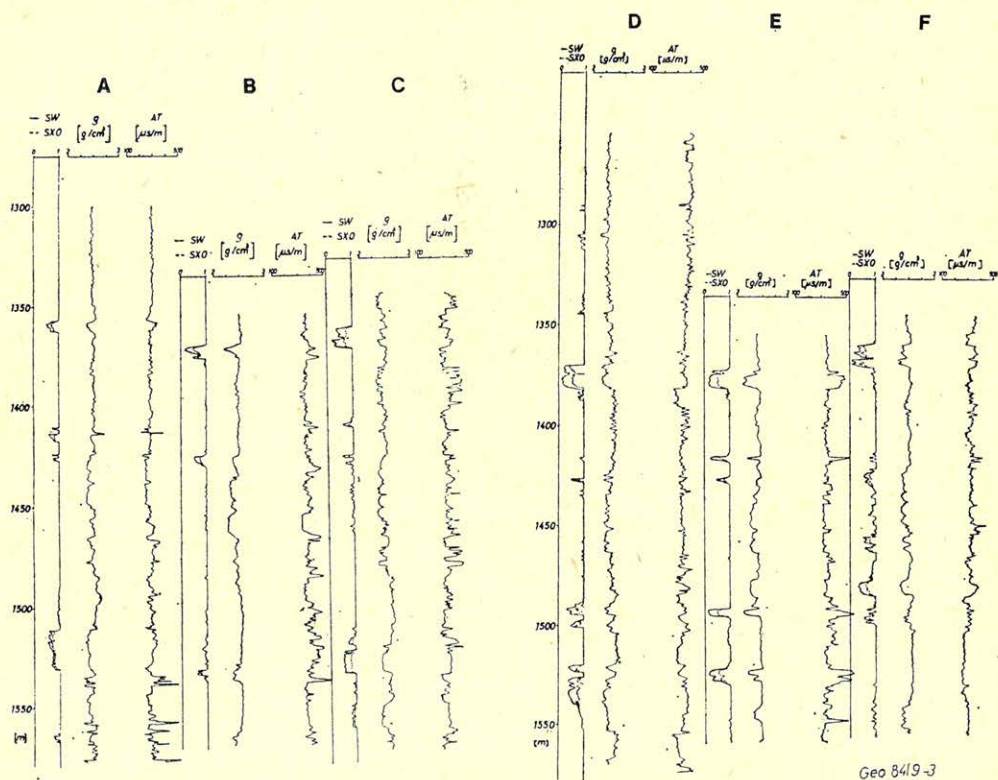
ságát. A transzformáció nem lineáris, ezért nem könnyű a zajok hatását vizsgálni. (Zaj alatt itt minden olyan hatást értünk, ami a reflexiók koefficiens so-rozat becslését torzítja. (Tisztázatlan továbbá a különböző sztratifográfiai szer-kezetek szeizlogbeli képe.

Szerkesztettek már albumot fúrásokkal föltárt különböző tipikus egysé-gekből számolt egy és kétdimenziós modellekből [2], de hasonló albumot szeiz-logokra még nem publikáltak.

Jelen dolgozatban megvizsgáltuk egy fúrásokkal föltárt produktív terü-leten a szeizmikus szelvény, a szeizlog valamint a karotázs adatok fölhasznál-ásával számolt szintetikus szeizmikus szelvény és szintetikus szeizlog kapcsolo-latát.

A karotázs adatok, és a szintetikus szeizmogramm

Az 1. ábrán dekonvolvált stacking szelvényt látunk, bejelölve a szelvény-közeli fúrások helyeit, és a részletes analízisnek alávetett szelvényrészletet, amely homokos gáztároló rétegeket tartalmaz. A 2. ábra mutatja a fúrópontok helyzetét és a szeizmikus szelvény terítés vonalát. A 3. ábrán fúrásokból származó karotázs



3. ábra. Karotázs szelvények: SW: víztelítettség SXO: maradék víztelítettség q : sűrűség AT: akusztikus tranzit idő

Рис. 3. Каротажные кривые: SW – водонасыщенность, SXO – остаточная водонасыщенность, q – плотность, AT – акустическое время прохождения

Fig. 3. Well-logs: SW: Water saturation SXO: flushed zone water saturation q : density log AT: acoustic transit time

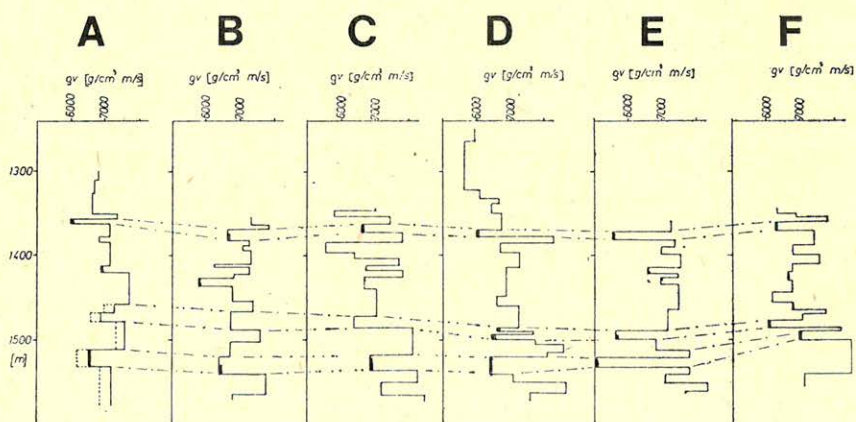
logok láthatók, nevezetesen a víztelítettség (SW), a kiöblített zóna víztelítettsége (SXO), a sűrűség (ρ) és az akusztikus terjedési idő (AT). Szonikus log és sűrűség log mérés csak egy fúrásban volt, a D jelűben, a többi fúrás görbéi számítottak. A számított logok megbízhatóságára meghatározott totális korrekciók együttható 0.9-nél nagyobb. Az eljárás leírása: [3]

A karotázs logokból kézi blokkosítással lépcsős függvényeket készítettünk.

A szonikus logokból sebességeket szeizmikus modell számítására szeretnénk használni. Ezért szükséges, hogy az integrált szonikus tranzit idő megegyezzen a szeizmokarotázsban mért terjedési idővel. Ez rendszerint nem teljesül több okból. A legfontosabb ok az, hogy míg a szeizmikus hullám szűz rétegződést harántol, addig a fúrással megbontjuk az eredeti rétegviszonyokat, a szonikus szonda hullámai a fúrás által befolyásolt, öblítőfolyadékkal elárasztott és sok egyéb változást szenvedett rétegekben haladnak. Ezért a szonikus logokat kalibrálni kell, azaz a szeizmokarotázs méréshez igazítani.

A 4. ábrán láthatók a szeizmokarotázs sebességfüggvény alapján kalibrált szonikus logokból és sűrűség logokból számolt akusztikus impedanciák. A kalibrálást blokk tolás módszerével végeztük, a mért szakaszt egy vagy két intervallumra bontva. Az így kapott blokkosított logokat összehasonlítva a karotázs görbék — azaz a víztelítettség és a kiöblített zóna víztelítettsége görbék — által jelzett gáztartalmú rétegek elhelyezkedésével, a gáztartalom és az akusztikus impedancia lokális minimumai között elég jó korrelációt találunk.

Ezekből a karotázs információkból sztratifráiai modellt készítettünk: 5. ábra. A sztratifráiai modell elkészítésénél figyelembe kell venni azt a körülményt, hogy a fúrások nem a szeizmikus szelvény síkjába esnek. A szelvénytől mért merőleges távolságuk rendre: A: 95 m, B: 100 m, C: 265 m, D: 150 m, E: 150 m, F: 450 m. Ezért a sztratifráiai modell elkészítéséhez a fúrásokat a szelvény síkjába kellett transzformálni, amihez fölhasználtuk a szeizmikus szelvényt is.



Geo 84/9-4

4. ábra. Kalibrált blokkosított akusztikus impedancia szelvények

Рис. 4. Калиброванные, длочные кривые акустической жесткости

Fig. 4. Calibrated and blocked acoustic impedance logs

A B C D F

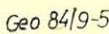
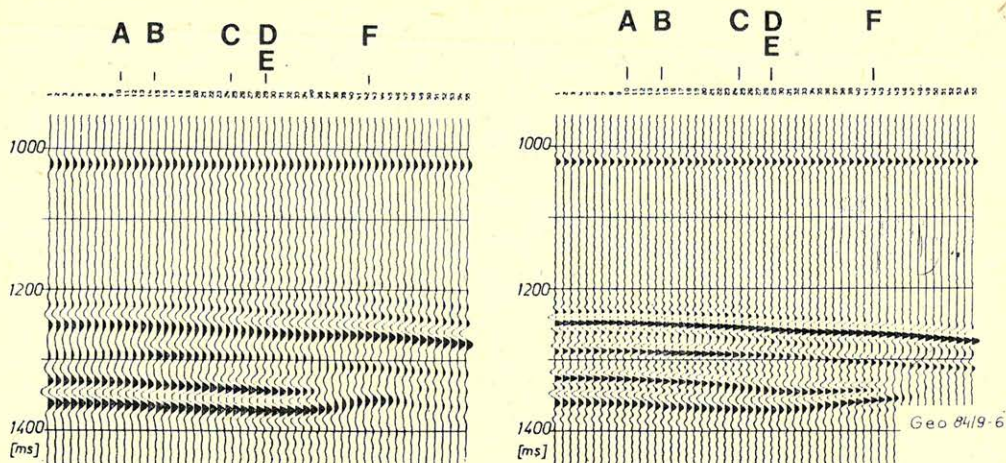


Рис. 5. Пластовая модель

Szeizmologok számítása és analízise

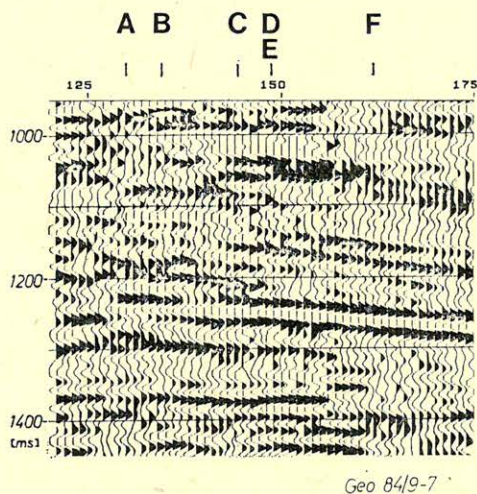
101



6. ábra. Szintetikus szeizmikus szelvények az 5. ábra modelljéből
7–10–42–47 Hz és 7–10–75–85 Hz zérusfázisú sávszűrő wavelettel számítva.

Рис. 6. Синтетические сейсмические профили, вычисленные для модели рис. 5. с полосовым фильтром нульфазы и частотой 7–10–42–47 Гц и 7–10–75–85 Гц

Fig. 6. Synthetic seismic sections, computed from stratigraphic model of Fig. 5. wavelets: 7–10–42–47 Hz and 7–10–75–85 Hz zero phase band pass filters.

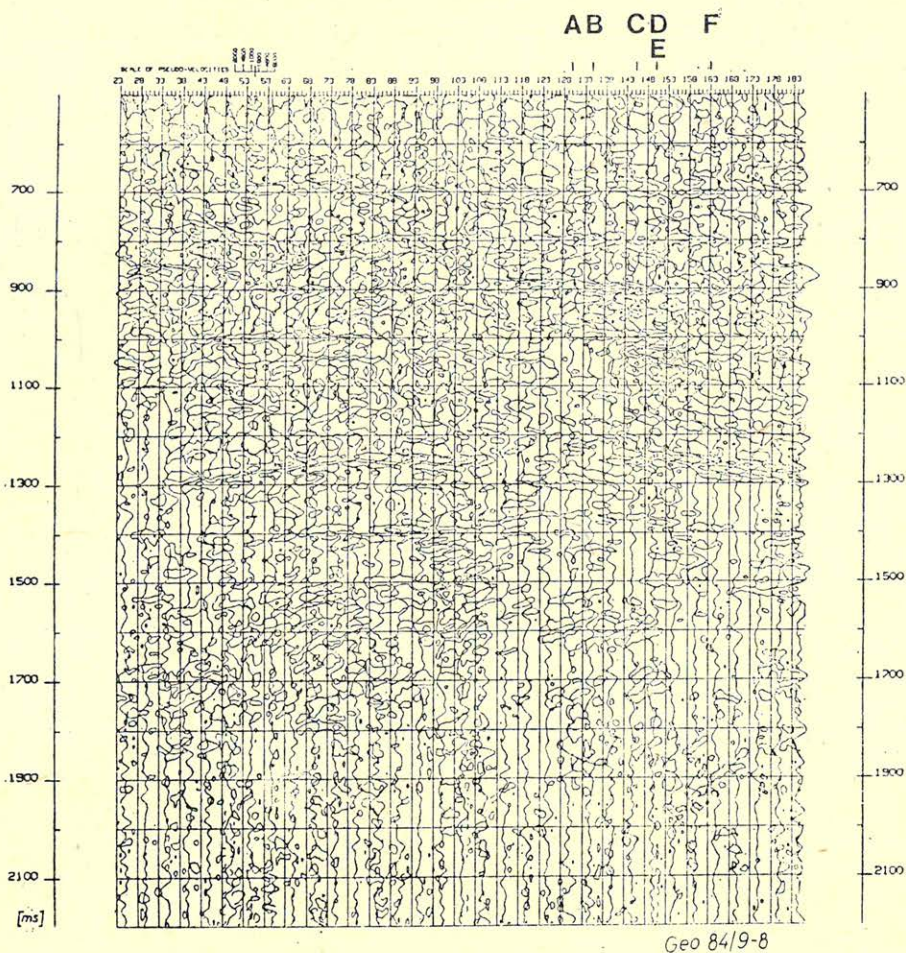


7. ábra Kinagyított szeizmikus szelvény részlet

Рис. 7. Увеличенный фрагмент сейсмического разреза

Fig. 7. Seismic section, blown up from Fig. 1.

Értelmezésekor azonban szem előtt kell tartanunk azt a körülményt, hogy az izovonalak csak amplitúdó szerinti értékelést jelentenek. Emlékezzünk a „valódi amplitúdójú” feldolgozással kapcsolatos kezdeti lelkesedésre, amikor pusztán az amplitúdó anomáliákra telepítettek fúrásokat, ame-



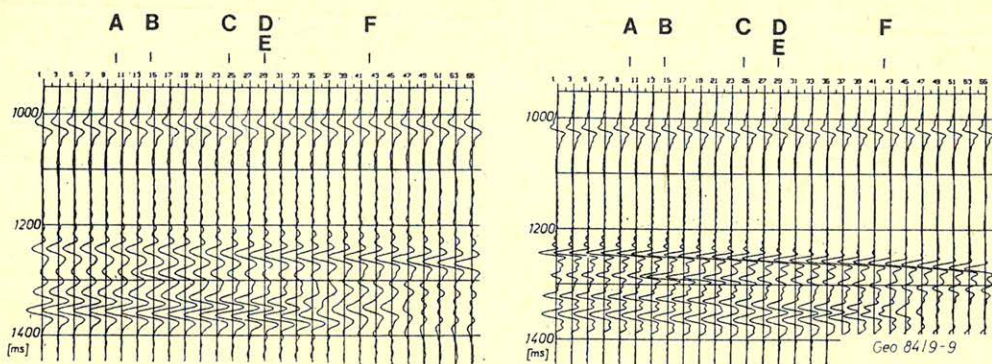
8. ábra. Szeizlog szelvény

Рис. 8. Разрез акустического каротажа

Fig. 8. Seislog section

lyek jórésze száraz kutakat eredményezett. Ezért célszerű a szeizlogokat amplitúdó szerinti értékelést jelentő izovonalak nélkül is kijátszani.

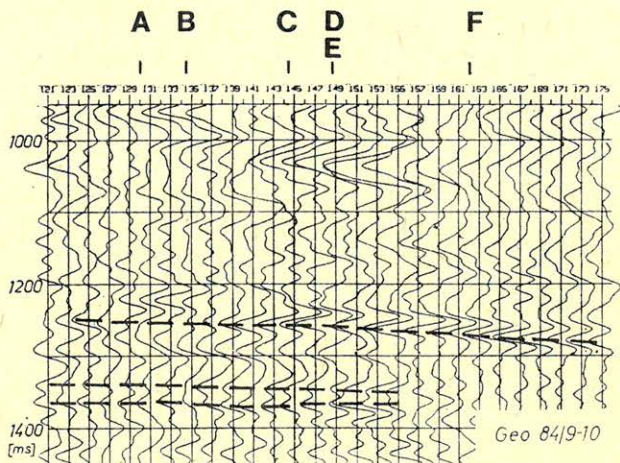
A 9. ábrán a magas és az alacsony frekvenciás modellszelvényekből számolt szeizlog szelvényt látjuk. A sztratigráfiai modell elkészítésénél a karotált mélység-intervallum fölötti szakaszt a szeizmokarotázs alapján több egységre bontottuk. Az 1150 m-nél fölötti réteghatár képe a modell időszelvényen és a modell szeizlogon 1020 ms-nál jelentkezik. Itt tisztán látható, hogy egy különálló réteghatár akusztikus impedancia változása a szeizlogon jó közelítéssel a wavelet integráljának alakjában jelentkezik. Ezen integrált jelek interferencia-képen 1200 – 1400 ms között jól látható a gáztartalmú réteg negatív akusztikus impedancia anomáliája, továbbá a kiemelkedés követhetőségének jelfrekvenciával való változása. A kiemelkedő két gáztartalmú réteg a magas frekvenciás modellben a 43. csator-



9. ábra. Szintetikus szeizlog szelvény, a 6. ábra szintetikus szeizmikus szelvényeiből számítva.

Рис. 9. Синтетический акустический профиль, вычисленный по синтетическому сейсмическому разрезу рис. 6

Fig. 9. Synthetic seislog sections, computed from Fig. 6.



10. ábra. Valódi szeizlog szelvény – kinagyított részlet.

Рис. 10. Увеличенный фрагмент полевого акустического разреза

Fig. 10. Seislog section – blown up from Fig. 7.

náig szeparálható, az alacsonyfrekvenciás modellben már csak a 36. csatornáig. Vizsgáljuk most meg a valódi szelvényből kapott szeizlog kinagyított részletét: 10. ábra, és hasonlítsuk össze az alacsonyfrekvenciás modell szeizloggal.

A három legmarkánsabb gáztartalmú réteg negatív akusztikus impedancia anomáliával jelentkezik, amit szaggatott vonallal jelöltünk. A két kiékelődő réteg szeizlogbeli képe elég jól egyezik az alacsonyfrekvenciás modell szeizloggal, a két réteg szeparálhatósága pedig különösen jól egyezik az alacsonyfrekvenciás modellbeli képpel. Ha az időszelvény megfelelő kinagyított részletét megvizsgáljuk: (7. ábra) és összehasonlítjuk a szeizloggal, látható, hogy a réteg fölsíme-

résében és különösen a kiékelődés tényének és helyének megállapításában a szeizlog világosabb képet mutat. A kiékelődést a fúrási anyag egyébként nem bizonyítja, csak valószínű hipotézisként készítettük így a modellt, de ezt a szeizmikus anyag és a modellvizsgálatok igazolni látszanak. Az 1200 – 1300 ms közötti rendkívül erős reflexiót az akusztikus impedancia logok nem indokolják. Itt a szeizmikában gyakorta föllépő ún. *tuning* effektus okozza a rendkívül erős reflexiót, ami a réteg elvékonyodásával elgyöngül, változatlan akusztikus impedancia kontraszt mellett. Ez a szintetikus szeizmogramokon is megfigyelhető, és a szintetikus szeizlogon is jól látszik.

Következtetések

A rekurziós inverziós technika első közelítésben integrál transzformációnak felel meg, ezért erősen megnöveli az adatok alacsonyfrekvenciás komponensét. Ebből az következne, hogy az invertált szeizmikus szelvény, a szeizlog felbontóképessége kisebb, mint az eredeti szeizmikus szelvényé.

A fönti vizsgálatok azt bizonyítják, hogy ha a szeizlog alacsonyfrekvenciás komponensei relatíve növekedtek is a forrás szeizmikus szelvényhez viszonyítva, ennek ellenére bizonyos esetekben – mint pl. a fönti homokos gáztárolók esetében – finom szerkezetek kimutatására a szeizlog alkalmasabb lehet, mint a hagyományos időszelvény.

IRODALOM

- [1] *Lindseth, R. O.*: 1978, Synthetic sonic logs – a process for stratigraphic interpretation: *Geophysics*, 44, p. 3–26
- [2] *R. T. Ryder, M. W. Lee., G. N. Smith*: 1981, Seismic models of sandstone stratigraphic traps in Rocky Mountain basins. U. S. Geological Survey
- [3] *Kiss B., Kormos L.*: 1983, Statikus értelmezési eljárások homokkő formációkra Magyar Geofizika (XXIV. 5–6.)
- [4] *Szuljovszky I.*: 1982, Connection between pseudo-velocity log and sonic log: *Eötvös Loránd Geophysical Transactions*, 28/1 pp. 59–71

Automatikus sebességanalízis

MÁRLE ROBERT*

A dolgozat egy olyan automatikus sebesség meghatározó eljárást ír le, amelyik iteratív stackinget használ fel. Az eljárás az iteratív stacking a sebesség meghatározás szempontjából előnyös tulajdonságain és a stackingsebesség általános jellemzőin alapul.

В статье описывается использующий итеративное суммирование способ автоматического определения скоростей. Способ основан на преимуществах итеративного суммирования с точки зрения определения скоростей и на общих характерных особенностях скоростей ОГТ.

An automatic method based on the iterative stacking for velocity determination is described.

The suggested method exploits that properties of the iterative stacking which are advantageous in use of velocity determination.

Bevezetés

A dolgozat az automatikus sebességmeghatározás egy általam kidolgozott módját írja le.

Többféle kísérletet találhatunk a probléma megoldására a szakirodalomban. Ezeket három csoportra oszthatjuk. Az egyik lényege a következő. Modellt készítünk a mért szelvény alapján és ebből a modellből szintetikus szeizmogramot. Az így létrehozott és a mért szeizmogram közötti különbség alapján módosítjuk a modellt. Ezt addig ismételjük amíg a kétféle szeizmogram elég hasonló nem lesz. Ez az eljárás bonyolult és lassú. Van olyan kísérlet is, ahol tipikus sebességfüggvény ismeretében próbálják megállapítani a pontos sebességfüggvényt. Ezt a módszert nem lehet egészen automatikusnak tekinteni, hiszen a tipikus sebességfüggvényt valahogyan meg kell határozni.

A harmadik lehetőség számítógéppel szimulálni az emberi kiértékelést. Az ismert módszeren úgy változtattam, hogy a hagyományos *velocity spectra* helyett egy javított változatot használok. A sebesség meghatározás alapja tulajdonképpen egy jelfelismerési eljárás. Az algoritmus azt a sebességet választja ki, amelyiknél a legvalószínűbb a jel beérkezése. A jel beérkezés tényének eldöntésére a statisztikai hipotézisvizsgálat elvét használjuk. Kiszámolunk egy S hasonlósági mértéket és eldöntjük, hogy egy adott S_0 küszöbnél S nagyobb vagy sem. Ha $S > S_0$ akkor elfogadjuk a hipotézist, hogy jel érkezett be és meghatározzuk a sebességet.

A hasonlósági mértéket iteratív stacking kiszámításával határozzuk meg (Naess, 1979). Ez az iteratív eljárás javítja a jel zaj viszonyt és ezáltal megkönnyíti a sebesség meghatározást (Naess, Bruland 1981). Az iteratív stacking tulajdonságairól a Függelékben írok.

A teljes sebességfüggvény meghatározást a stacking sebesség tulajdonságainak felhasználásával fejezzük be (Cochran 1973).

* MAELGI, Budapest

Az algoritmus inputját statikusan és dinamikusan korrigált, azonos mélységhoz tartozó csatornák azonos időpontjához tartozó amplitúdói alkotják. Vezessük be a következő jelöléseket:

- a_i az i -edik pozitív amplitúdó
- b_j a j -edik negatív amplitúdó
- m a pozitív amplitúdók száma
- n a negatív amplitúdók száma
- M a fedésszám

Legyen $S = S_+ + S_-$ a hagyományos stacking, ahol:

$$\begin{aligned} S_+ &= \frac{1}{M} \sum_{i=1}^m a_i \\ S_- &= \frac{1}{M} \sum_{j=1}^n b_j. \end{aligned} \quad (1)$$

A következő lépésben definiáljuk az a'_i és b'_j amplitúdókat a következő módon:

$$\begin{aligned} \text{ha } a_i > S_+ & \text{ akkor } a'_i = S_+ \\ \text{ha } a_i \leq S_+ & \text{ akkor } a'_i = a_i \\ \text{ha } b_j < S_- & \text{ akkor } b'_j = S_- \\ \text{ha } b_j \geq S_- & \text{ akkor } b'_j = b_j. \end{aligned} \quad (2)$$

Az új amplitúdókból megkaphatjuk a következő stackinget:

$$S' = S'_+ + S'_- \quad (3)$$

ahol

$$\begin{aligned} S'_+ &= \frac{1}{M} \sum_{i=1}^m a'_i \\ S'_- &= \frac{1}{M} \sum_{j=1}^n b'_j. \end{aligned} \quad (4)$$

Ezzel leírtunk egy iterációs lépést, az általános alak a q -adik iteráció után:

$$S^{(q)} = S_+^{(q)} + S_-^{(q)} \quad (5)$$

ahol:

$$\begin{aligned} S_+^{(q)} &= \frac{1}{M} \sum_{i=1}^m a_i^{(q)} \\ S_-^{(q)} &= \frac{1}{M} \sum_{j=1}^n b_j^{(q)}. \end{aligned} \quad (6)$$

Az $a_i^{(q)}$ és $b_j^{(q)}$ amplitúdókat a következőképpen kapjuk:

$$\begin{aligned} \text{ha } a_i^{(p)} &> S_+^{(p)} & \text{akkor } a_i^{(p+1)} &= S_+^{(p)} \\ \text{ha } a_i^{(p)} &\leq S_+^{(p)} & \text{akkor } a_i^{(p+1)} &= a_i^{(p)} \\ \text{ha } b_j^{(p)} &< S_-^{(p)} & \text{akkor } b_j^{(p+1)} &= S_-^{(p)} \\ \text{ha } b_j^{(p)} &\geq S_-^{(p)} & \text{akkor } b_j^{(p+1)} &= b_j^{(p)} \end{aligned} \quad (7)$$

ahol $p = 1, 2, \dots, q-1$.

A q felső index azt jelenti, hogy legfeljebb $(q-1)$ -szer változtattuk az amplitúdókat. Ezáltal az amplitúdók egyre közelebb kerülnek egymáshoz és javul a jel-zaj viszony.

A sebességmeghatározás algoritmus

A sebesség meghatározás problémáját jelfelismerési feladatként fogjuk fel. A jelfelismerés statisztikai elmélete ezt a feladatot a következőképpen fogalmazza meg. A jelfelismerési probléma a statisztikai hipotézisvizsgálat körébe tartozik. Két hipotézis között kell választani, H_0 : nincs jel, H_1 : van jel. A döntést úgy végezzük el, hogy kiszámítunk egy r statisztikát, és összehasonlítjuk egy előre megadott r_0 szinttel. Ha $r > r_0$ akkor elfogadjuk a hipotézist. Részletesen tárgyalja ezt a problémakört *Helstrom (1968)*.

A sebességanalízisnél ez a statisztika az $S(t_0, v)$ hasonlósági függvény. Ha $S(t_0, v) \geq S_0$, akkor elfogadjuk a H_1 hipotézist, ha $S(t_0, v) < S_0$, akkor H_0 -t fogadjuk el. S_0 értékének megválasztásáról a Függelékben lesz szó.

Nyilvánvaló, hogy $S(t_0, v)$ minél nagyobb, annál valószínűbb, hogy jel érkezett be. Ezért azt, hogy melyik t -ben és milyen sebességű jel érkezett be azt úgy döntjük el, hogy kiválasztjuk az $S(t_0, v)$ függvény lokális maximumait, amelyek nagyobbak mint az előre kiválasztott S_0 .

A hagyományos velocity spectra kiértékelésnél a következő hasonlósági függvény lokális maximumait keressük:

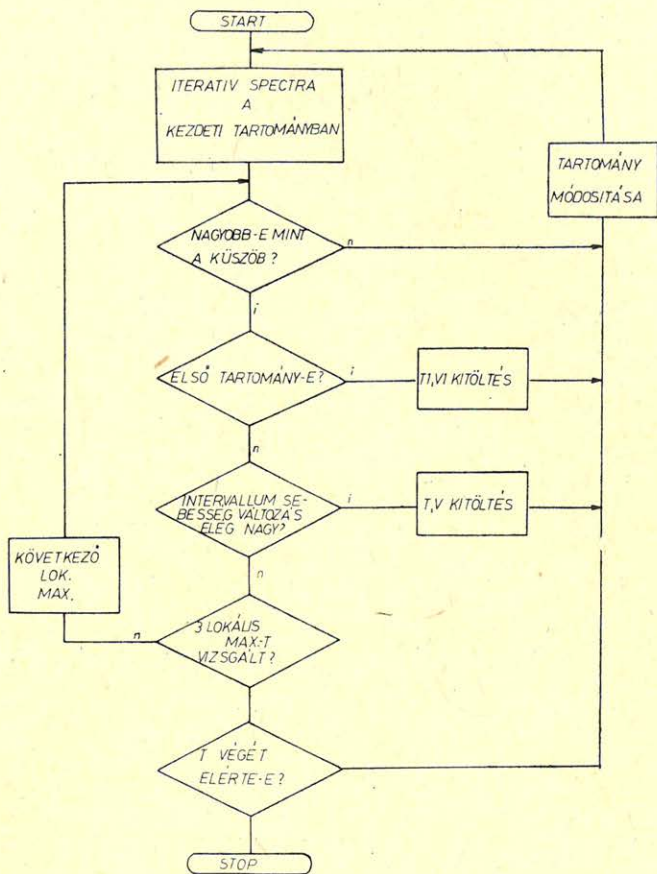
$$S(t_0, v) = \frac{\sum_{i=1}^N \left(\sum_{j=1}^M a_{ij} \right)^2}{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M a_{ij}^2} \quad (8)$$

ahol M a fedésszám, N a kapuhossz (*Taner és Koehler 1969*). Látható, hogy ez a kifejezés tulajdonképpen a stacking csatorna energiája, osztva az eredeti csatornák energiájának átlagával. Az iteratív stacking előnyös tulajdonságai miatt, ha a $\sum a_{ij}$ hagyományos összeg helyett a számlálóban az iteratív stacking M -szeresét használjuk, akkor az $S(t_0, v)$ függvény lokális maximumai élesebbek lesznek, ezért szemmel és automatikusan is könnyebb azokat megtalálni.

Az algoritmus lényege az, hogy az adott terepi anyagra jellemző, de elég tág határok között keressük a sebesség értékeket. Az $S(t_0, v)$ függvény lokális maximumait úgy válogatjuk ki, hogy a következő tulajdonságoknak feleljen meg a kapott sebességfüggvény (*Cochran 1973*):

1. Azért, hogy az intervallum sebességek becslése megbízható legyen, két reflexió között egy adott (például 100 msec) időkülönbség kell, hogy legyen az időszelvényen.

2. Az intervallum sebesség fizikailag reális határok között változik. (Például nem kisebb 1500 m/s -nál és nem nagyobb $10\,000 \text{ m/s}$ -nál, de ez területtől függő érték).
3. Reflexió akkor várható, ha az intervallum sebességek között legalább 2% különbség van.
4. Tetszőleges reflexió t_0 idejének kétszeresénél kb. ugyanazzal a sebességgel jelentkező reflexiót többszörös reflexiónak tekintünk.



Geo 84/8-1

1. ábra.

Puc.1.

Fig. 1.

Ezen tulajdonságok mellett csak akkor veszünk figyelembe egy lokális maximumot, ha egy előre megadott értéknél nagyobb. Ez a küszöb erősen függ az iteratív stack iterációs számától.

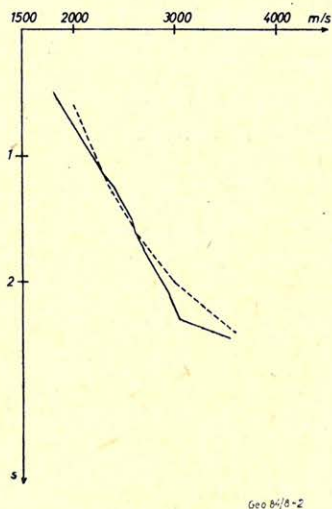
Az 1. ábra az algoritmus blokkvázlatát mutatja.

Példák

Két szelvényen végzett kísérleteket mutatunk be.

Az első szelvényen a jel-zaj viszony kisebb, mint a másodikon.

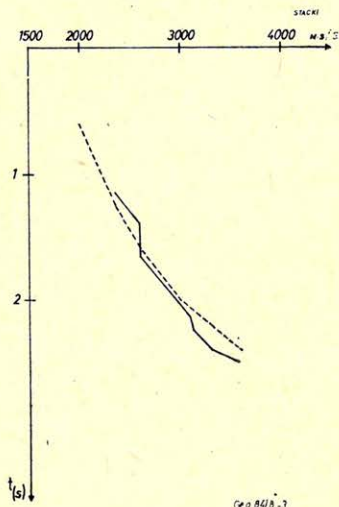
A 2. és 3. ábrán az első szelvényen meghatározott sebességfüggvények vannak felrajzolva. Szaggatott vonallal jelöltük a hagyományosan kiértékeléssel kapott sebességfüggvényt, folytonos vonallal az automatikusan meghatározottat. A 4., 5. ábrán a második szelvényen meghatározott sebességfüggvények láthatók kétféle küszöb alapján és két geofizikus értékelte ki a hagyományosan meg-



2. ábra.

Puc. 2.

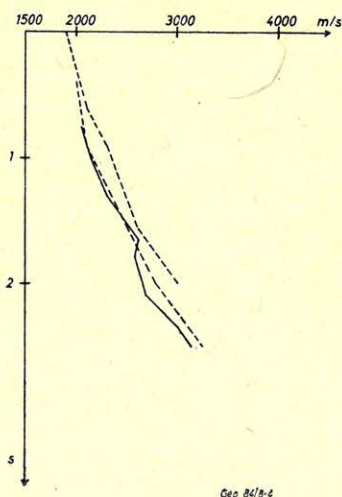
Fig. 2.



3. ábra.

Puc. 3.

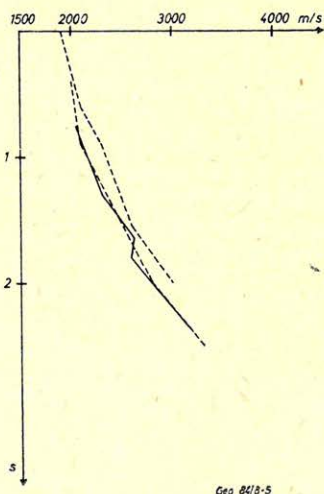
Fig. 3.



4. ábra.

Puc. 4.

Fig. 4.



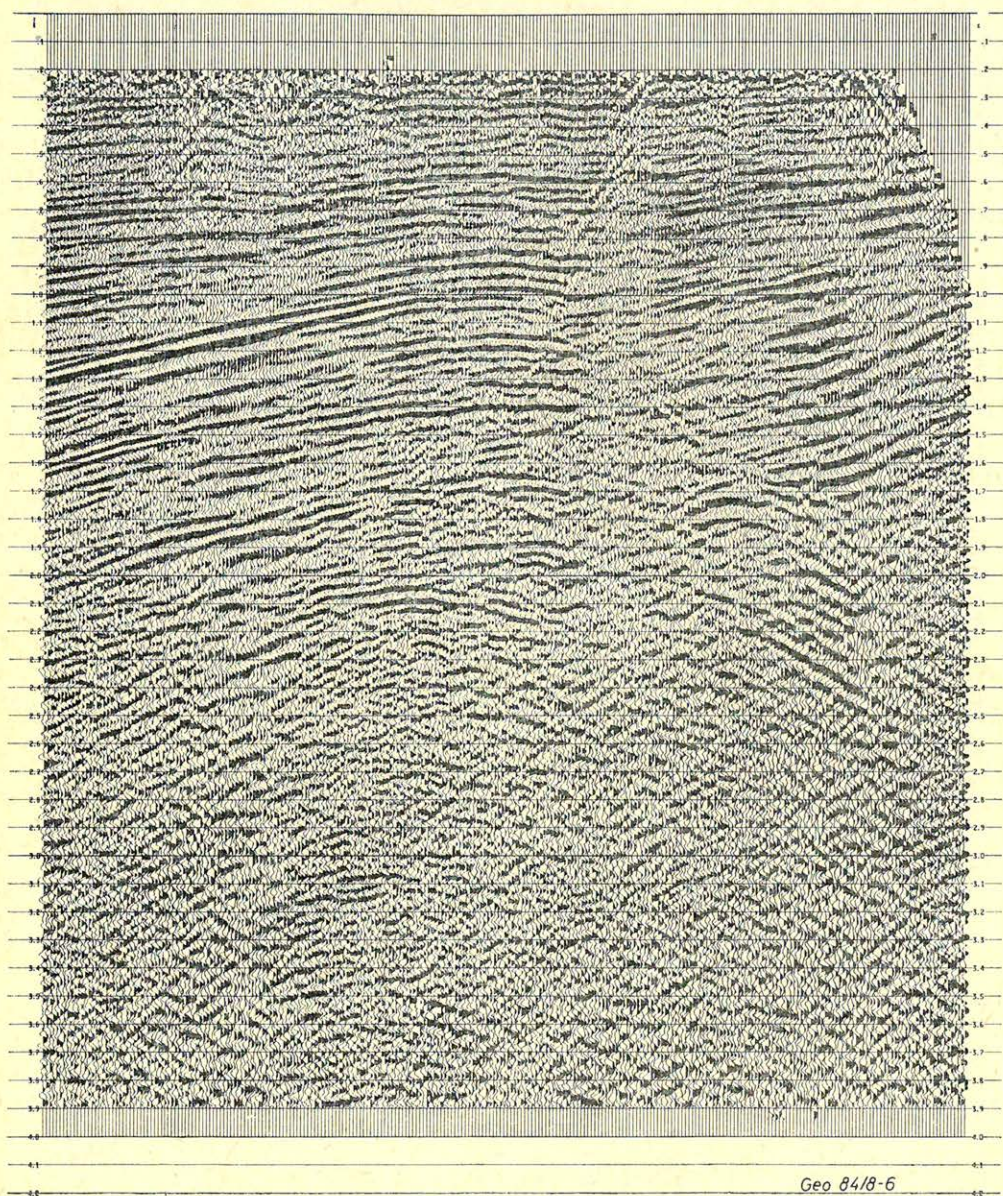
5. ábra.

Puc. 5.

Fig. 5.

határozottakat. A 4. ábrán kisebb a küszöb. Ezen két ábrán is szaggatott vonal jelzi a hagyományos kiértékelést. A 6. és 7. ábrán a második szelvény található a kétféle sebességfüggvénnyel feldolgozva.

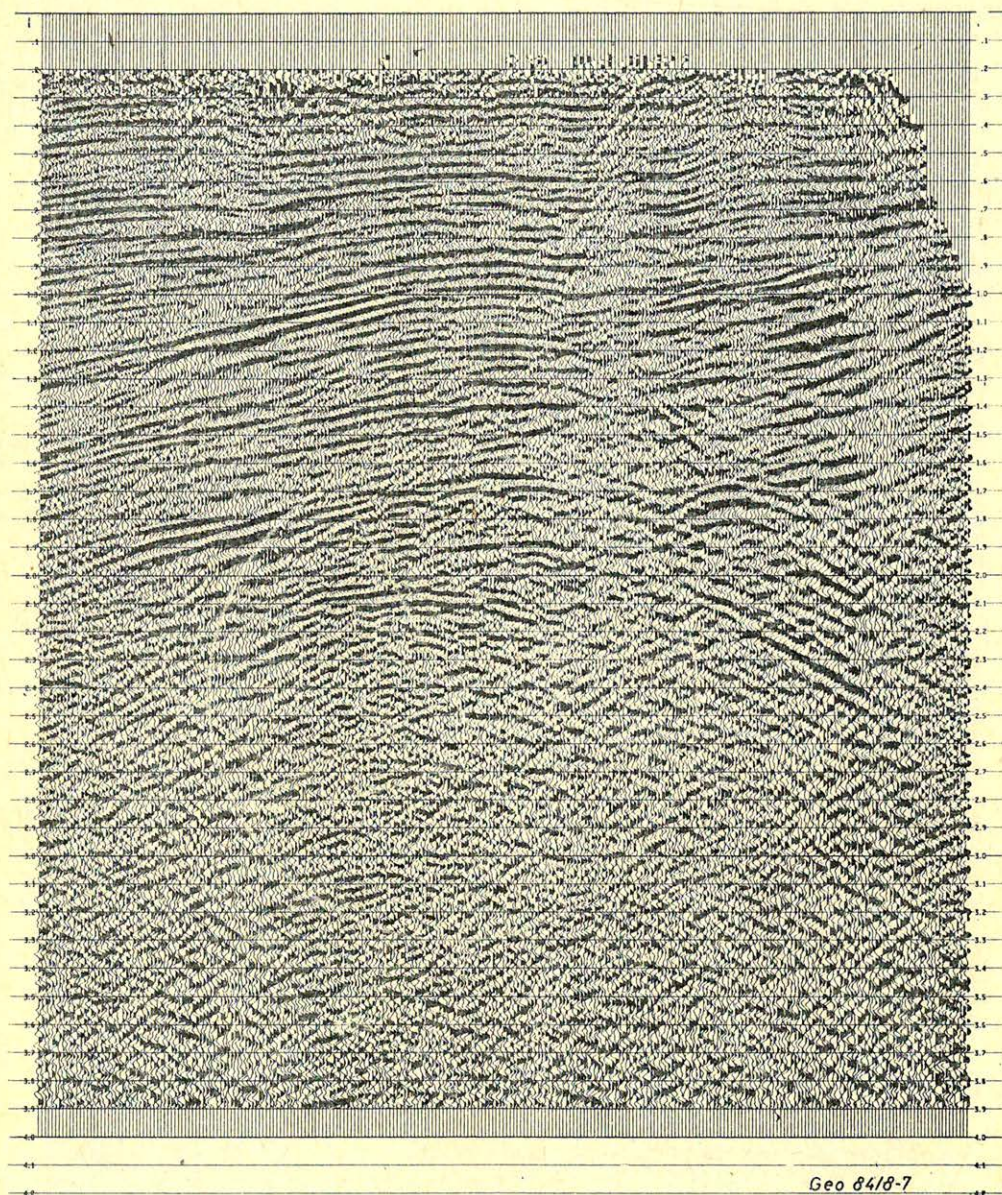
A 6. ábrán a hagyományos kiértékeléssel készített szelvény látható.



6. ábra.

Puc, 6.

Fig. 6.



7. ábra.

Puc. 7.

Fig. 7.

Az eredmények azt mutatják, hogy az eljárás elég megbízható.

A Szerző köszönetét fejezi ki az Országos Kőolaj és Gázipari Trösztnek, hogy a megbízásukból mért és feldolgozott szelvények közléséhez hozzájárultak.

Függelék

Az iteratív stack tulajdonságairól.

A következőkben egy egyszerű esetre, amikor csak zaj van, levezetem az iteratív stack várható értékét és szórását. Ezzel érzékeltetem előnyét a hagyományos stackinggel szemben.

Tegyük fel, hogy N db csatornán csak zaj van, amely a $+1$ és -1 értékeket veheti fel és az eloszlása binomiális eloszlás. Ebben az esetben ha p körülbelül $1/2$, akkor 2 iteráció után a szórás kisebb, mint a hagyományos stack szórása.

Tegyük fel, hogy az N csatornán k db $+1$, $N-k$ db -1 értékű adat van. Ennek $\binom{N}{k} p^k q^{N-k}$ a valószínűsége ($p+q=1$).

A hagyományos stack értéke ebben az esetben $\frac{2k}{N}-1$, a várható értéke:

$$M(S) = \sum_{k=0}^N \left(\frac{2k}{N} - 1 \right) \binom{N}{k} p^k \cdot q^{N-k} = 2p - 1,$$

a szórásnégyzete:

$$D^2(S) = \sum_{k=0}^N \left(\frac{2k}{N} - 1 \right)^2 \binom{N}{k} p^k \cdot q^{N-k} - (2p - 1)^2 = \frac{4pq}{N}.$$

Nézzük az iteratív stack alakulását:

$$\begin{aligned} S_+^{(0)} &= \frac{k}{N} & S_-^{(0)} &= -\frac{N-k}{N} \\ a_i^{(1)} &= \frac{k}{N} & b_j^{(1)} &= -\frac{N-k}{N} \\ S_+^{(1)} &= \frac{k^2}{N^2} & S_-^{(1)} &= -\frac{(N-k)^2}{N^2} \\ a_i^{(2)} &= \frac{k^2}{N^2} & b_j^{(2)} &= -\frac{(N-k)^2}{N^2} \\ S_+^{(2)} &= \frac{k^3}{N^3} & S_-^{(2)} &= -\frac{(N-k)^3}{N^3} \\ S^{(3)} &= \frac{k^3 - (N-k)^3}{N^3} = \frac{2k^3 + 3N^2k - 3Nk^2 - N^3}{N^3}. \end{aligned}$$

Ennek a várható értéke

$$\begin{aligned} M(S^{(3)}) &= \sum_{k=0}^N \frac{2k^3 + 3N^2k - 3Nk^2 - N^3}{N^3} \binom{N}{k} p^k \cdot q^{N-k} = \\ &= 2p^3 + \frac{6p^2q}{N} + 3pq - \frac{3pq}{N} - 1 + O(N^{-2}). \end{aligned}$$

A szórásnégyzete:

$$D^2(S^{(3)}) = \frac{9pq + 36(p^3q^3 - p^2q^2)}{N} + O(N^{-2}).$$

Ezek alapján $D^2(S^{(3)}) < D^2(S)$ ha $\frac{1}{4} < p < \frac{3}{4}$.

Ez azt jelenti, hogy azokban az esetekben, amelyek a valóságot leírják, az iteratív stack szórása kisebb, mint a hagyományos stackinggé.

A küszöb megállapításánál figyelembe vesszük azt a közismert tényt, hogy annak a valószínűsége, hogy nincs jel és a statisztikai abszolút értéke nagyobb

mint a szórása háromszorosa, elég kicsi. Így például, ha $p = \frac{1}{2}$ és $N = 12$, akkor

0.05 megfelelő érték a küszöbnek. Sokkal nagyobbra nem érdemes választani, mert akkor növekszik annak valószínűsége, hogy nem ismerünk fel egy jelet, amelyik valójában beérkezett.

IRODALOM

- Cochran, M. D.* 1973: Seismic signal detection using sign bit *Geophysics* v. 38 p 1042–1052
Helstrom, C. W. 1968: Statistical theory of signal detection New York Pergamon Press
Naess, O. E. 1979: Superstack – an iterative stacking algorithm *Geophysical Prospecting* 27 p 16–28
Naess, O. E. and Bruland, L. 1981: Velocity Analysis using Iterative Stacking *Geophysical Prospecting* 29 p 1–20
Taner, M. T. and Koehler, F. 1969: Velocity spectra – Digital computer derivation and applications of velocity functions *Geophysics* v. 34 p 859–881

Egyesületi hírek



Dr. Deres János, a Magyar Geofizikusok Egyesülete főtitkára, kiemelkedő tudományos, szakmai és társadalmi tevékenységéért MTESZ-díjat kapott. A díjat a MTESZ Országos Elnöksége 1983. november 24-i ülésén nyújtották át.

Dr. Deres János 1958 óta aktív tagja a Magyar Geofizikusok Egyesületének. 1968-ig az Egyesület különböző bizottságaiban végzett kiemelkedő munkát, majd 1968 – 74. között Egyesületünk titkára, 1974-től pedig főtitkára.

Egyesületi munkájából külön kiemelendő, hogy 1965 óta tagja a Nemzetközi Geofizikai Szimpózium Szervező Bizottságának és aktív közreműködése tette lehetővé, hogy a rendező országok köre ezen időszakban egyre bővült. Mint egyesületi főtitkár sokat fáradozott azon, hogy minél több geofizikai szervezet felfigyeljen a magyar geofizikusok tevékenységére. Ezen fáradozás eredményeként alapszabály-módosítással Egyesületünket felvették az EGS-be (Európai Geofizikusok Egyesülete) és ezen testület már 1980-ban Budapesten rendezte nagysikerű konferenciáját. Eredményesen munkálkodott azon, hogy az EAEG (Európai Gyakorlati Geofizikusok Egyesülete) 1985-ben Magyarországon tartsa évi rendezvényét. Főtitkári tevékenysége alatt az Egyesület tevékenységében számos új vonást honosított meg. Javaslatára alakította meg az Egyesület a Bányageofizikai Bizottságot, ami a napi feladatokhoz való gyors alkalmazkodást jelentette, valamint a Történeti Bizottságot, és változtatásokat hozott az Egyesület területi szervezeteinél.

Számos Egyesületi és MTESZ munkabizottság tagja. Munkáját nagy odaadással, lelkiismeretesen, pontosan végzi. Külföldi előadásával és publikációival is hozzájárult a szakterület nemzetközi elismertetéséhez. A nagymélységű fúrások rétegnyitásáról írott könyvét német és szerb – horvát nyelven is kiadták. Több tankönyv és jegyzet szerzője. 1982 szeptemberétől a műszaki tudományok kandidátusa, műszaki doktor.



Dr. Stegena Lajos egyetemi tanár, kiemelkedő tudományos és tudományszervező tevékenysége elismeréseként Eötvös Lóránd Emlékérmet kapott. Az emlékérmét a 28. Nemzetközi Szimpózium megnyitóján nyújtották át.

Dr. Stegena Lajos egyetemi tanár a Térképtudományi Tanszék vezetője, a Magyar Geofizikusok Egyesületének elnökségi és tiszteleti tagja, a MGE Oktatási Bizottságának elnöke. A Geodéziai és Kartográfiai Egyesület elnökségi tagja.

Magasszintű nemzetközi funkciókat látott, illetve lát el. Így a 70-es években a KAPG geotermikus munkacsoportjának vezetője volt, jelenleg az I.1. alprojekt munkáját irányítja. Az IUGG Nemzetközi Hőárambizottságának 1975-től elnöke volt, majd 1979-től pedig elnöke. Nagy sikerrel szervezte és bonyolította le az európai geofizikusok és szeizmológusok (EGS – ESC) 1980-as budapesti konferenciáját és 1982-ben a Kárpátokon belüli medencék fejlődésével foglalkozó vesziprémi vitaülést, illetve a KAPG budapesti Kárpát – Balkán geodinamikai szimpóziumát.

A földtudományok széleslátókörű művelője. Nagy szerepe van a hazai szeizmikus kutatások elindításában, műszerezésében. A hazai nyersanyagkutató geotermikus és geokémiai kutatások is sokat köszönhetnek tevékenységének.

A lemeztektonikai vizsgálatok hazai bevezetője. Munkásságával hazánkban iskolát teremtett.

Felkutatta Lázár deáknak, az első magyar térképésznek eddig ismeretlen, XVI. századbeli térképeit, valamint hazánk prelázári és későbbi térképészetének neves, feledésbe ment emlékeit.

Egyetemes térképtörténet c. könyve (Tankönyvkiadó, 1979) az első magyar nyelvű mű ebben a tárgykörben. Kedvező volt a nemzetközi fogadtatása a társ-szerzővel írt, a Borntraeger Verlag és az Akadémiai Kiadó közös kiadásában megjelent „Seismische Feldmethoden” c. könyvének is (1977). A szovjet Sagitov professzorral könyvet szerkesztett a gravitációs állandó meghatározásáról (1979). Publikációs tevékenysége kiemelkedő: mintegy 20 könyv, ill. könyvrészlet, mintegy másfélszáz tudományos dolgozat, kb. 20 egyetemi jegyzet és számos szakjelentés. Több tanulmánya vezető nemzetközi szakmai folyóiratokban jelent meg és azokra számos hivatkozás történt.

Meghívásra számos előadást és előadássorozatot tartott különböző nemzetközi konferenciákon és külföldi egyetemeken. Az ENSZ térképészeti hivatalának felkérésére tanulmányt készített a világ földtudományi térképeiről. Vezetésével nemzetközi hőáram és hőmérséklet-térképek készültek.

Széleskörű kapcsolatai révén eredményes nemzetközi együttműködéseket kezdeményezett magyar és külföldi intézmények és szakemberek között.

Könyvismertetés

Bíró Péter *Time variation of height and gravity* (A magasság és a nehézségi erő időbeli változása). Sammlung Wichmann Band 14, Karlsruhe – Budapest, 1983. A Karlsruhe-i Herbert Wichmann Verlag és az Akadémiai Kiadó közös kiadása. 160 o.

Bíró professzor könyve a tekintélyes Wichmann-féle „kék” sorozat 14. kötete, mely sorozatban már hagyományosan a geodézia tudományának nemzetközi vezéregyéniségei írnak. A szerző ebben a művében több mint egy évtizedes kutatásainak eredményeit foglalja össze. Ezeknek az eredményeknek az ismerete, a nehézségi erőter kutatásával és a geodinamikával foglalkozó valamennyi földtudományi szakember számára alapvetően fontosak. A mű, mely világviszonylatban az első ilyen témájú szakkönyv, a potenciálmélet időben változó erőterre történő kiterjesztésével a fizikai geodézia új irányzatának, a dinamikai, vagy kinetikai geodéziának elméleti alapjait veti meg.

Az 1. Bevezető részben a szerző röviden összefoglalja a magasság fogalmának fizikai értelmezését, kiemelve kapcsolatát a nehézségi erőterrel. Ezt követően utal azokra a jelenségekre, melyek alapján a földi nehézségi erőter időbeli változásaival kell számolni. Leszögezi, hogy az erőter változásainak hatásait általános érvényűen tárgyalja, függetlenül az őket kiváltó fizikai okoktól.

A 2. rész a nehézségi erőter időbeli változásainak hatásait tárgyalja. Ezen belül a 21., a 22. és a 23. fejezetben háromféle (a merev kérgű, az ideális folyadékkal borított és a rugalmas kérgű) földmodellre, majd a 24. fejezetben a valódi Földre vonatkozó eredményeket mutatja be. Az egyes fejezetekben tárgyalja a nehézségi erőter szintfelületeinek függőleges értelmű eltolódását, a felszíni pontok magasságának és magasságkülönbségének megváltozását, a földfelszíni nehézségi gyorsulás értékek időbeli változását, valamint ezen mennyiségek között fennálló kapcsolatokat.

A szerző helyesen azt az integrált szemléletmódot alkalmazza, hogy a nehézségi erőteret és a geometriai helyzetet meghatározó mennyiségeket, a természetes kapcsolatuknak megfelelően együttesen kezeli, és ennek megfelelően állítja fel azokat az összefüggéseket, amelyek az egyedül helyes eredményre vezetnek.

Ebben a részben fontos új fogalmakkal találkozhatunk, így pl. a szerző megkülönbözteti a földfelszíni pontnak a kezdeti helyzetéhez viszonyított valódi és az elmozduló szintfelületekhez viszonyított viszonylagos (relatív) függőleges értelmű elmozdulását. Élesen elválasztja továbbá a nehézségi erőter időbeli változásának fogalmát (amit számszerűen az erőter potenciáljának megváltozásával jellemez) a felszíni pontokban mérhető nehézségi gyorsulás változástól.

Bíró professzor kimutatja, hogy a nehézségi erőter időbeli változása következtében potenciáljának szintfelületei a térben áthelyeződnek, aminek következtében a földfelszíni pontok magassága (vagy a szomszédos pontok magasságkülönbsége) általában akkor is megváltozik, ha semmiféle valódi felszínmozgás nem történt. Megállapítja továbbá, hogy a földfelszíni nehézségi gyorsulás az idő függvényében két okból is változhat, egyrészt az erőter időbeli változása, másrészt az észlelési hely térbeli helyzetének eltolódása (pl. éppen a felszínmozgások miatti megváltozása) következtében. Ezért a kétféle változást csak együttesen lehet vizsgálni és helytelen eredményre jutunk, akár a felszín- (kéreg-) mozgásokat, akár a „g” változásokat elemezzük egymagukban! A fizikailag helyes eredményt a potenciálmélet 3. peremérték-feladatának az időben változó erőterre kiterjesztett megoldása szolgáltatja. Kiemelkedően fontos eredmény annak a bizonyítása, hogy a nehézségi gyorsulás tapasztalt változása tehát nem szükségszerűen jellemző a nehézségi erőter potenciáljának megváltozására, – vagy megfordítva: a nehézségi erőter megváltozásából nem következik szükségszerűen valamely pontban a nehézségi gyorsulás változása is.

A 3. részben az elméleti eredmények gyakorlati hasznosítását jelentő geodinamikai következtetések találhatók. A 31. fejezetben a szerző a földfelszíni jelenkori függőleges mozgásainak vizsgálatával kapcsolatban megállapítja, hogy az ismételt szintezések eredményeiből még nem lehet közvetlenül következtetni a valódi függőleges mozgásokra, csak akkor, ha meghatározzuk a szintfelületeknek az erőter időbeli változásának hatására bekövetkező függőleges eltolódását is. Ez utóbbi célra szükséges a nehézségi erőter időbeli változásának meghatározása. Ezzel foglalkozik a 32. fejezetben és megállapítja, hogy egészen kivételes, különleges esettől eltekintve egyetlen mérési helyen a nehézségi gyorsulás zérus, vagy nem zérus értékű megváltozásából nem lehet a nehézségi erőter időbeli változására vagy állandóságára következtetni (amint egyes kutatók korábban ezt helytelenül tették). E célra ismételt, egyidejű nehézségi gyorsulás mérések és magasságmeghatározások világhálózata szükséges, mert csak ezekből lehet egyértelmű következtetéseket levonni. Végül a 33. és a 34. fejezetben az egyidejű helyi ismételt nehézségi gyorsulásmérések és magasságmeghatározások geodinamikai alkalmazását, illetve a nehézségi erőter és a mesterséges

holdak észlelése alapján meghatározott geocentrikus helyvektorok időbeli változásának kapcsolatát mutatja be a szerző.

Röviden összegezve: Bíró professzor munkájának kiemelkedő jelentősége abban rejlik, hogy megmutatja, milyen úton lehet következtetni a valódi felszínmozgásokra, továbbá a nehézségi erőter időbeli megváltozására. Megmutatja, hogy mindezek meghatározása csak az egész Föld felületére kiterjedő ismételt, egyidejű magassági és abszolút nehézségi gyorsulásmérések alapján lehetséges. Ennek megfelelően 1983-ban a Nemzetközi Geodéziai Szövetség megerősítette és kiterjesztette a Nemzetközi Gravimetriai Bizottságnak ilyen értelmű gravitációs világhálózat létrehozására vonatkozó ajánlását, sőt már munkabizottság is alakult a hálózat tervezésére, melyben a szerző is részt vesz. Örömmel vehetjük tudomásul a magyar kutató nemzetközi elismerését és gratulálunk az elért eredményekhez.

Völgyesi Lajos

Developments in Geophysical Exploration Methods 1—2—3. (Fejlesztési eredmények a geofizikai kutató módszerek területén) *Development Series. Edited by: A. A. Fitch, Applied Science Publishers Ltd., London. ISBN 0—85334—835—9*

A geofizikusok nagyjából két csoportba sorolhatók. Az egyikbe a gyakorlatban dolgozók, ún. felhásználók és a vezetők tartoznak, a másikba a kutatók és specialisták akik, új módszereket fejlesztenek ki és vezetnek be a kutatásba. Utóbbiak eredményeit különböző folyóiratokba szétszórót publikációk és nem közölt kutatási jelentések tartalmazzák. Az egyes kutatási területekhez tartozó dolgozatok összegyűjtésére és megértésére csak az azonos szakterületen dolgozók vállalkoznak és vállalkozhatnak sikerrel. Már sokkal nehezebb a kommunikáció a specialisták között és majdnem lehetetlen az első csoportba tartozók számára — már csak a gyűjtéshez szükséges idő hiánya miatt is — hogy áttekintést nyerjenek a legfontosabb területeken végzett újabb kutatásokról. Így vélekedik, és ennek megkönnyítésére vállalkozik sikerrel, A. A. Fitch jelen háromkötetes cikkgyűjteményben.

Annak ellenére, hogy minden témakör tárgyalására más-más — és számos publikáció alapján jól ismert — szerzőt kért fel, sikerült egységes tárgyalási szempontokat és nyelvezetet létrehozni. Így lett a könyv sokkal több mint cikkgyűjtemény, és annak ellenére, hogy a választott témák mindegyike jelenleg is kutatás tárgyát képezi, akár jó megalapozó és bevezető jellegű olvashatóságnak tekinthető anélkül, hogy ennek érdekében a tárgyalás módját túlságosan leegyszerűsítsék. A matematikai apparátus egyszerű de elegendő az egzakt, mégis közérthető megfogalmazáshoz.

Az egyes kötetek tartalma címszavakban és a szerzők neve:

1. kötet

1. Sebesség-meghatározás szeizmikus reflexiós adatokból
M. Al-Chalabi
2. Robbantó és geofoncsoportok
S. D. Brasel
3. Lyuk-geofon mérések és az akusztikus logok kalibrációja
P. Kennett
4. Szeizmikus energiakeltés szárazföldön
W. E. Lerwill
5. Szeizmikus energiakeltés a tengeri kutatásban
R. Lugg
6. Tengeri gravitációs és mágneses kutatás
L. L. Nettleton
7. Jelalak formálás módszerei
D. G. Stone
8. Szeizmikus szelvényezés a szárazföldi szénkutatásban
A. Ziolkowski

2. kötet

1. Statikus korrekció meghatározás
A. W. Rogers
2. Vibroseis feldolgozás
P. Kirk

3. Az I_z norma a szeizmikus adatfeldolgozásban
H. L. Taylor
4. Jósló dekonvolúció
E. A. Robinson
5. Geotermikus energia kutatása
G. V. Keller
6. Migráció
P. Hood

3. kötet

1. Szénkutatás felszínalatti geofizikai módszerekkel
A. K. Booer
2. Az ellenállás és sebesség logok kölcsönös kapcsolata
A. J. Rudman
3. Fókuszált ellenállás szelvényezés
A. Roy
4. Gamma szelvényezés és értelmezés
P. G. Killeen
5. Akusztikus szelvényezés: a teljes hullámforma és annak értelmezése
D. Rader
6. Elektromos anizotrópia: ennek hatása a fúrólukban végzett mérésekre
J. H. Moran és S. Gianzero
7. Lyukgeofizika a geotermikus kutatásban
W. S. Keys
8. Gravitációs mérések és azok analízise fúrólukban
J. R. Hearst és R.C. Carlson

Z. A.

Egyesületi hírek

Új geofizikusok és geofizikus mérnökök

Köszöntjük körünkben 1983-ban végzett fiatal kollégáinkat. Közljük első munkahelyüket és szakdolgozatuk címét.

ELTE Természettudományi Kar

Bán István: MÁELGI

Mágneses anizotrópia-mérések és földtani alkalmazásai

Dusza László: Központi Bányászati Fejlesztési Intézet

A litoszféra feszültségállapota, egykori és jelenlegi feszültségmeghatározási eljárások

Győri Erzsébet: ELTE Geofizikai Tanszék

A szeizmikus csatorna és sebességfüggvény kapcsolata

Pócsik Márta: Geofizikai Kutató Vállalat

Mélyfúrási geofizikai szelvényekből történő ellenállás paraméterek (R_t , R_{xo} , D_t/D) meghatározási lehetőségeinek vizsgálata

Tevan Katalin: OFKFFV (Miskolc)

A karotázs szelvényekből szénhidrogén tároló homokkövekben meghatározott tároló paraméterek pontosságának növelése fúrt magokon mért adatok felhasználásával

Wesztergom Viktor: MÁELGI

Mágneses anomáliák spektrális analízise

NME Bányamérnöki Kar

Baranyi Péter: Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalat, Nagykanizsa

A MÁELGI fejlesztésű „háromparaméteres” neutronszoonda üzemi kísérleti eredményeinek értékelése

Koroknai Mária: Mecseki Szénbányák Vállalat, Pécs

Háromdimenziós sebességinhomogenitások hatása a síkbeli TOMOSEIS eljárásra

Lach Zsuzsa: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest

A neutron-neutron módszer alkalmazása a víz és a szilárd hasznos ásványi nyersanyagok kutatásában

Láda Ferenc: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest

A Marquardt-algoritmuson alapuló direkt kiértékelési eljárások geofizikai használatának vizsgálata

Vigh Dénes: Geofizikai Kutató Vállalat, Budapest

Love-típusú telephullámok vizsgálata abszorpciós közegben a Borsodi Szénbányák földtani körülményei között

Anzeigen:

Advertisements:

Publicité:

Рекламы принимаются:

Publishing House of International Organisation of Journalist INTERPRESS,
Budapest, Tanács krt. 11. H-1075

HUNGEXPO Advertising Agency, Budapest, P.O.B. 44. H-1441

MH-Advertising, Budapest, H-1818

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Мартонне Салаи, Э.:</i> Палеомагнетизм магматических пород гор Веленце	48
<i>Мартон, П.:</i> Характерные особенности палеомагнитных исследований морских известняков на основании умбрийского примера	62
<i>Виг, Д.:</i> Пластовые волны типа волн Лява на основании модели Кельвина – Фойхта	71
<i>Драшкович, П. – Хобот, Й.:</i> Применение метода вызванной поляризации при разведке четвертичных песчано-глинистых водоносных толщ	81
<i>Кис, К.:</i> Вычисление вертикальных магнитных аномалий из полных магнитных аномалий	91
<i>Суйковский, И.:</i> Анализ профилей ПАК с использованием каротажных данных	97
<i>Мэрле, Р.:</i> Автоматический скоростной анализ	106
Новости в обществе Венгерских геофизиков	70, 115, 116, 119
Обзор книг	117

CONTENTS

<i>Mártonné Szalai E.:</i> Paleomagnetism of the magmatic rocks of the Velencei Mountains	48
<i>Márton P.:</i> How to study weakly magnetized marine carbonate rocks (e.g. the Umbrian Maiolica limestones) palaeomagnetically?	62
<i>Vigh D.:</i> On the Love type seam-waves based on the Kelvin – Voigt model	71
<i>Draskovits P. – Hobot J.:</i> Application of the Induced Polarization Method for the Exploration of Quaternary Sandy-Shaly water-Bearing Formations	81
<i>Kis K.:</i> Computation of vertical magnetic anomalies from total magnetic anomalies	91
<i>Szulyovszky I.:</i> Analysis of a pseudo-acoustic impedance sections using well logs	97
<i>Märle R.:</i> Automatic velocity analysis	106
News about the Association	70, 115, 116, 119
Book reviews	117

Főszerkesztő: Zelei András

Szerkesztő bizottság: Deres János, Kilényi Éva, Meskó Attila, Rádlér Béla, Verő József

Szerkesztőség címe: 1368 Budapest VI., Anker köz 1. félemelet 17. Postafiók 240.